



**Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise
occidentale au sud-ouest de Pralognan (Savoie) :
Evolution sédimentaire et structurale.**

Etienne Jaillard

► **To cite this version:**

Etienne Jaillard. Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au sud-ouest de Pralognan (Savoie) : Evolution sédimentaire et structurale.. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1984. Français. NNT : . tel-00502229v2

HAL Id: tel-00502229

<https://theses.hal.science/tel-00502229v2>

Submitted on 21 Aug 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

10 FEV. 1984

pour obtenir le titre de Docteur de 3e cycle
de Géologie Appliquée par
Etienne JAILLARD

ETUDE GEOLOGIQUE DES UNITES BRIANCONNAISES
DE VANOISE OCCIDENTALE
AU SUD-OUEST DE PRALOGNAN (SAVOIE)

Evolution sédimentaire et structurale

Soutenue le 24 février 1984 devant la Commission d'Examen :

MM.	J. DEBELMAS	Président
	A. BAUD	Examineur
	F. ELLENBERGER	Examineur
	M. LEMOINE	Examineur
	J.F. RAOULT	Examineur

10075587

RESUME

Cette étude stratigraphique et structurale s'appuie sur la cartographie au 10 000e des unités briançonnaises de Vanoise occidentale reposant sur la zone houillère, entre le massif de Peclet-Polset, Courchevel et Pralognan, et essaie de retracer l'histoire de cette partie de la zone briançonnaise, du Trias à la fin de l'orogénèse alpine.

STRATIGRAPHIE - Après le dépôt des grès du Trias inférieur (Scythien), une sédimentation de plate-forme carbonatée s'installe au Trias moyen, dans les dépôts de laquelle on retrouve les mégaséquences définies dans d'autres secteurs de la zone briançonnaise. Au-dessus de la dernière (9e) mégaséquence apparaissent des brèches qui cachètent localement d'importants phénomènes de tectonique synsédimentaire qui peuvent être attribués soit au Carnien basal, soit au Lias-Dogger inférieur. L'émersion du domaine briançonnais au Lias moyen donne lieu à des déformations à grande échelle, d'importantes érosions, et des creusements karstiques.

La transgression du Jurassique moyen débute par des niveaux continentaux carbonatés puis quartzo-alumineux (Bajocien-Bathonien basal ?), suivis de l'installation d'une plate-forme carbonatée à caractères d'abord internes (Bathonien), puis externes (Callovien).

Après quoi commence une période de sédimentation pélagique condensée, coupée de longues lacunes (Jurassique terminal ? à Crétacé moyen ? et Crétacé terminal à Paléocène sup.), période qui dure jusqu'à l'apparition des schistes et grès carbonatés du Lutétien.

STRUCTURE - 5 phases tectoniques ont été distinguées :

- 1) Charriage de la couverture carbonatée briançonnaise sur la zone houillère.
- 2) Un pli E-W pluridécakilométrique déversé au Nord reprend l'édifice des nappes.
- 3) Des plis et chevauchements à vergence Est reprennent l'ensemble.
- 4) Des cisaillements vers le SE semblent s'accompagner du jeu décrochant sénestre de l'accident de Chavière.
- 5) Des failles décrochantes puis normales recoupent l'ensemble.

CONCLUSION - A l'issue de ces études, des reconstitutions paléogéographiques et tectoniques sont proposées.

Mots clés :

Alpes occidentales, zone briançonnaise, Mésozoïque, Cénozoïque, cartographie, lithostratigraphie, environnement, tectonique synsédimentaire, carbonates, paléogéographie, structure, nappes, plissements superposés, cisaillements.

AVANT-PROPOS

Ce travail a été mené au sein du laboratoire de Géologie structurale et sédimentaire à l'Institut Dolomieu de Grenoble. Il est le résultat de deux bonnes années de travail au cours desquelles j'ai bénéficié de l'aide de nombreuses personnes qu'il m'est agréable d'associer à son aboutissement et de les en remercier.

J. DEBELMAS qui m'a accueilli dans son laboratoire et m'a confié ce travail.

F. ELLENBERGER à qui je dois une certaine idée de la géologie, qui m'a initié aux secrets de la Vanoise, et me fait l'honneur de me juger.

A. BAUD, M. LEMOINE et J.F. RAOULT pour leur rigueur, leur expérience et leur connaissance de problèmes de la zone briançonnaise, qui donnent tout leur poids à leurs critiques, à leurs conseils, et à leur place dans ce jury.

Tous mes compagnons de terrain : H. ACCARIE, M. BALLEVRE, B. BROUDOUX, B. DATCHARRY, G. DETRAZ, S. DU CHAFFAUT, B. GOFFE, O. MERLE, pour tous les moments et l'amitié qu'ils m'ont donnés.

Tous ceux qui ont bien voulu m'aider à résoudre les problèmes que je leur soumettais : tout d'abord M. CARON pour ses datations de microfaune, J. MEGARD pour son aide en sédimentologie, A. BAUD, S. DU CHAFFAUT, G. MASCLE, J.F. RAOULT pour leurs conseils et leur amitié, mais aussi M. GIDON, C. KERCKHOVE et P. VIALON.

Les labos INRA de Montpellier et l'E.N.S. de Paris pour leur aide matérielle.

Melle MERLIN qui a assuré la frappe du manuscrit.

Melle ROUVEROL qui m'a hébergé durant deux étés à Pralognan, est une des personnes à qui cette thèse doit le plus.

Mes parents à qui ceux qui liront cette thèse la devront.

Enfin, tous ceux que la géologie n'intéressait pas forcément, mais auprès desquels j'ai trouvé l'amitié durant ces années, et qui se reconnaîtront ici.

BUT ET LIMITES DE L'ETUDE

CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Le but premier de ce travail est la cartographie détaillée, sur la feuille de Modane, du secteur compris entre le Lac Blanc de Polset et la limite nord de la feuille. J'ai entrepris cette thèse en même temps que G. DETRAZ à qui revenait de lever un secteur allant de Modane au Lac Blanc. Dans le but de donner à notre travail un cadre plus précis, nous nous sommes partagés le travail : G. DETRAZ a étudié plus particulièrement le Paléozoïque qui occupait la majeure partie de son terrain, le Mésozoïque m'étant échu. C'est pourquoi on ne trouvera pas de chapitres concernant le Paléozoïque dans ce mémoire (pour cela cf. G. DETRAZ, 1984).

D'autre part, afin de comprendre la structure de certains massifs, je me suis étendu vers le nord jusqu'à visiter (sinon étudier) presque tous les chaînons mésozoïques reposant sur la zone houillère.

Enfin, dans un but de comparaison, quelques journées ont été passées dans la couverture de Vanoise méridionale.

LIMITES METHODOLOGIQUES

Le propre du cartographe est de voir beaucoup de choses, et donc de toucher beaucoup de problèmes sans toutefois pouvoir leur apporter tout le temps nécessaire à une résolution satisfaisante. On trouvera donc dans ce mémoire l'évocation de nombre de points importants pour lesquels les interprétations ou solutions proposées sont souvent hypothétiques.

En revanche, la vision d'ensemble que le cartographe se fait du pays qu'il arpente peut servir utilement de document de base pour toute étude thématique ultérieure.

C'est la seule ambition de ce travail pour lequel les principaux outils utilisés ont été le marteau, la boussole, un fond topographique au 10 000e vierge, ... et une paire de chaussures.

SOMMAIRE

I° PARTIE - PRESENTATION

- A - Présentation géographique
- B - Présentation géologique.

II° PARTIE - SEDIMENTATION - STRATIGRAPHIE

- A - Introduction
- B - La sédimentation détritique épivarisque - Le Trias inférieur
- C - La plate-forme carbonatée - Le Trias moyen
- D - Les brèches supraladiniennes - "Crise carnienne" ou "Révolution liasique"?
- E - L'émersion du Briançonnais de Vanoise occidentale
- F - La transgression jurassique - Le "Dogger" et le "Malm"
- G - La sédimentation pélagique - Les marbres chloriteux
- H - La sédimentation préorogénique - Les schistes de Pralognan
- I - Les termes non briançonnais occidental
- J - Les cargneules
- K - Conclusion à l'étude stratigraphique.

III° PARTIE - STRUCTURE

- A - Introduction
- B - Les unités mésozoïques briançonnaises reposant sur la zone houillère
- C - Aperçu sur les chaînons mésozoïques briançonnais reposant sur la Vanoise méridionale
- D - L'accident de Chavière
- E - Conclusion à l'étude structurale.

IV° PARTIE - SYNTHESE ET CONCLUSION

- A - Essais de reconstitutions paléogéographique et tectonique
- B - Principaux résultats et prolongements possibles.

ANNEXES

I° PARTIE - PRESENTATION

A - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

B - PRESENTATION GEOLOGIQUE

B - I. La Vanoise et F. ELLENBERGER - Les grandes unités structurales.

B - II. La Vanoise depuis F. ELLENBERGER.

B - III. Le métamorphisme en Vanoise.

I° PARTIE : PRÉSENTATION

A - PRÉSENTATION GEOGRAPHIQUE

Le terrain étudié appartient tout entier au massif de la Vanoise. Il est bordé :

- à l'Est par la profonde dépression de la vallée de Chavières qui descend au NNE vers Pralognan ;

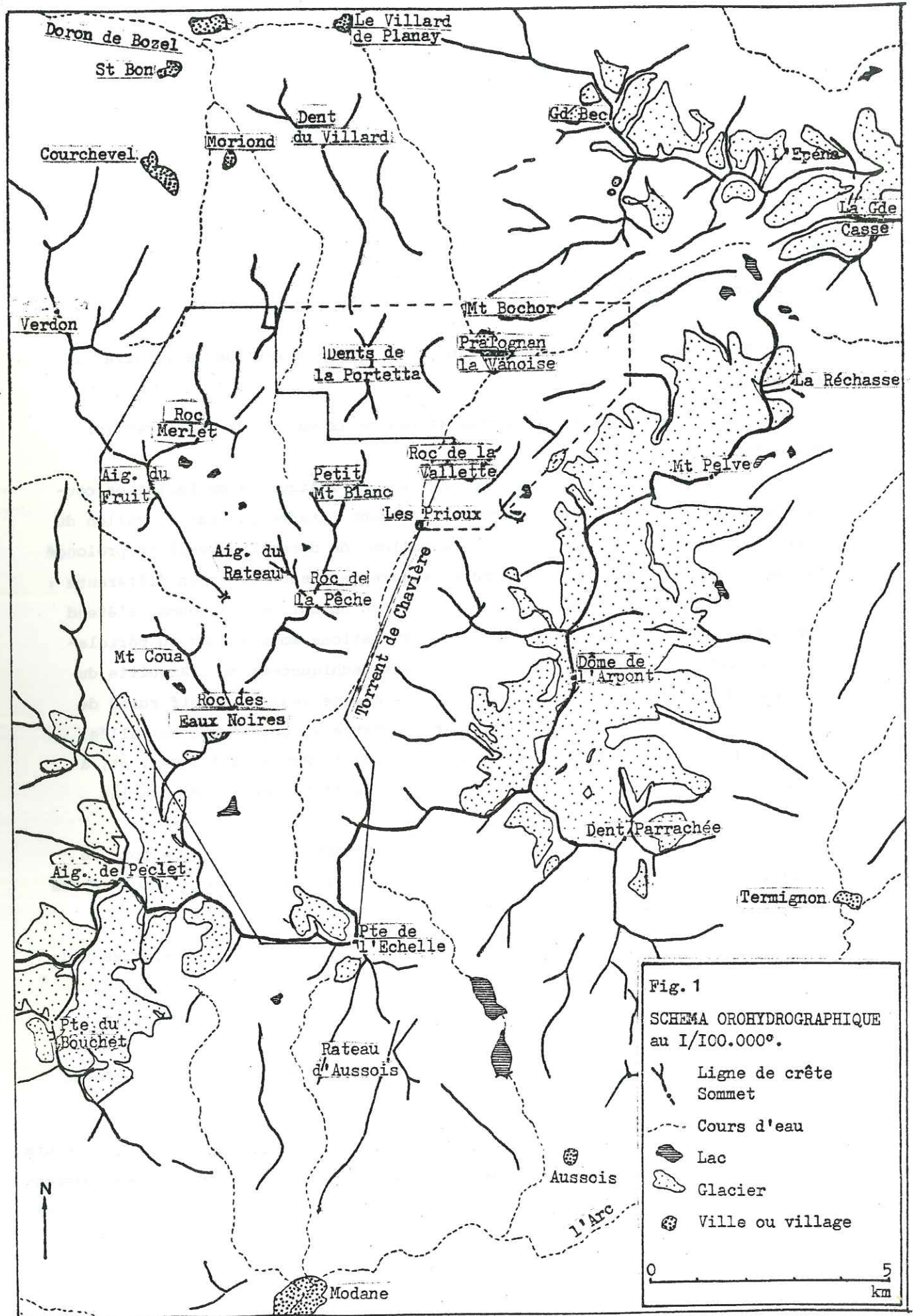
- à l'ouest par la longue arête issue de l'Aiguille de Peclet et courant au nord vers la Croix de Verdon, seulement interrompue par le vallon du Fruit où coule le Doron des Allues. Ce vallon, de direction NW-SE et prolongé par le vallon du torrent de Chanrouge, sépare deux secteurs bien différents :

- . au nord, derrière la molle dépression du col de Chanrouge, s'étend une large cuvette verdoyante, remplie de formations morainiques ou périglaciaires, coincée entre les puissantes masses déchiquetées de l'Aiguille du Fruit et du Roc de la Pêche, et de laquelle émerge seul le massif ruiné de l'Aiguille du Rateau. Vers le nord, cette cuvette se transforme en vallée, orientée N-S, qui se faufile entre le massif de la Portetta à l'Est, et, à l'ouest, le prolongement orographique de l'Aiguille du Fruit (Roc Merlet et Crête de Plan Mugnier) ;

- . au sud, un haut pays rocheux mal caractérisé, s'ordonne autour de la vallée du glacier de Gébroulaz et la haute vallée de Chavières, que sépare la crête reliant le Dôme de Polset au Roc des Eaux Noires.

La création du Parc National de la Vanoise en 1963 a préservé ces hautes régions de la colonisation touristique des sports d'hiver mécanisés qui s'est manifestée tout autour : les stations de Val Thorens, les Ménuires, Méribel, Courchevel, s'égrènent à l'ouest et au nord, installées sur le Paléozoïque de la zone houillère dont les modelés doux et réguliers se prêtent d'ailleurs beaucoup mieux à l'implantation de telles activités.

Etagée entre 1600 et 3000 mètres, la région étudiée appartient donc toute entière à la moyenne montagne et frise la haute montagne. Sur ce terrain, orienté au nord, la neige persiste assez tard dans l'été et revient vite à l'automne, raccourcissant d'autant la période propice au travail de terrain, et donnant lieu à d'intéressants phénomènes géomorphologiques du domaine périglaciaire.



B - PRESENTATION GEOLOGIQUE

B - I. La Vanoise et F. ELLENBERGER (1958)

C'est à F. ELLENBERGER que l'on doit la première synthèse de la stratigraphie et de la structure de la Vanoise. De son énorme travail, il tira :

- une carte synthétique au 1/50 000e de l'ensemble de la Vanoise (près de 2000 km² !), malheureusement restée inédite ;

- un mémoire qui fait et fera encore longtemps autorité, et dans lequel on trouve notamment l'établissement aussi précis que possible de la stratigraphie paléozoïque et mésozoïque de l'ensemble de la Vanoise, schistes lustrés exceptés, ainsi que la définition des grandes unités structurales et paléogéographiques du massif.

Les grandes unités structurales de la Vanoise (fig.4)

B - I.1. La zone houillère

Elle constitue le prolongement nord de la zone houillère de la région de Briançon. Elle est constituée de terrains paléozoïques caractérisés par un épais houiller productif et l'existence de roches énigmatiques mises en place au permien : les gneiss du Sapey. Cette zone présente le double déversement caractéristique de "l'éventail briançonnais" (cf. coupes J. DEBELMAS, 1982 p. 46 ou J. DEBELMAS, 1980 p. 104). Peu métamorphique, elle présente cependant le faciès schiste vert à lawsonite dans sa moitié interne (orientale).

B - I.2. La zone Vanoise-Ambin

Située plus à l'Est, elle est prolongée au nord par les nappes du Grand Saint Bernard. Son matériel, paléozoïque, diffère nettement de celui de la zone houillère, en particulier par l'absence ou la forte réduction du houiller, l'absence de gneiss de type Sapey et l'existence d'une histoire métamorphique anté-alpine que scelle la transgression permienne (J. BOCQUET, 1974 ; B. GOFFE, 1975). On y distingue :

- a) La Vanoise méridionale où le socle est très métamorphique (faciès schiste bleu à glaucophane-zoisite-grenat). Elle affronte à l'ouest la zone

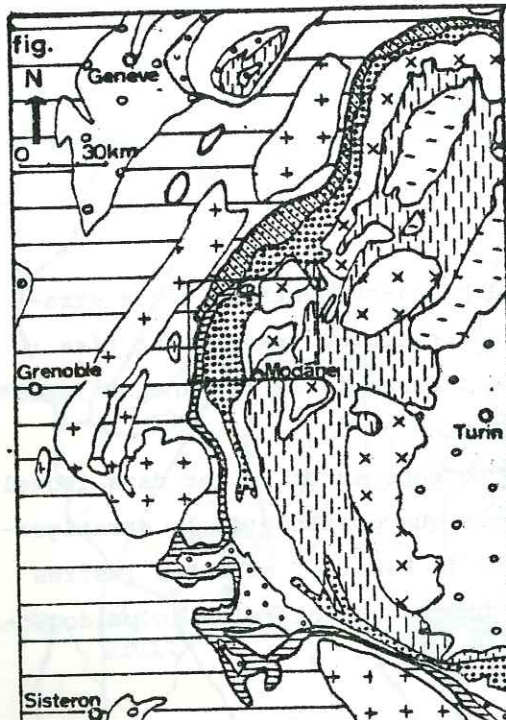


fig. 2 Schéma structural des Alpes occidentales

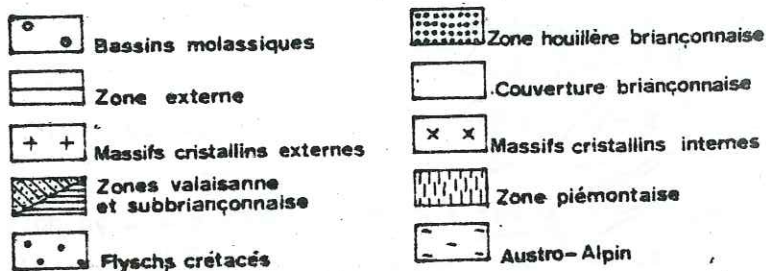
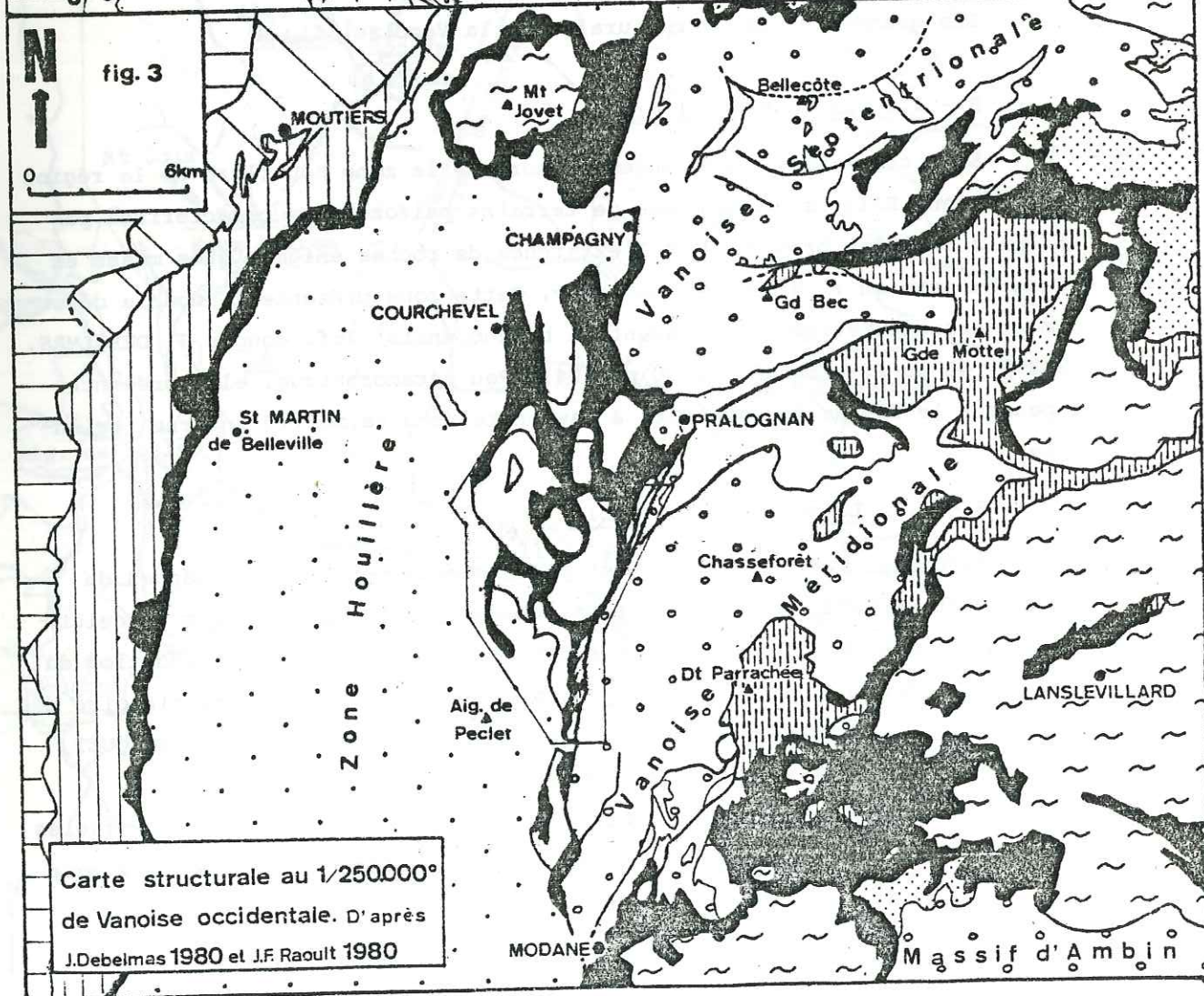
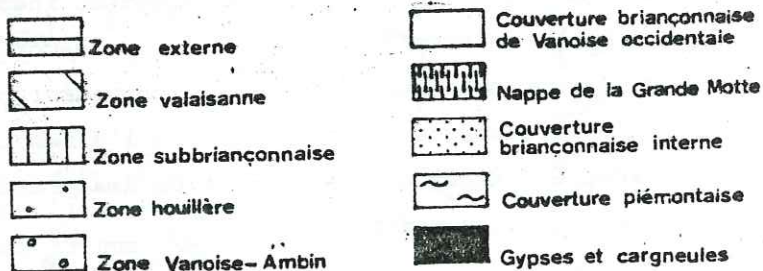


fig. 3



houillère par l'intermédiaire de l'accident de Chavières, et au nord la Vanoise septentrionale par l'intermédiaire du "synclinorium" transverse de la "Vanoise médiane".

b) La Vanoise septentrionale où le socle est métamorphisé dans le faciès schiste vert à épidote-amphibole. Il chevauche la zone houillère vers le nord, et affronte à l'ouest la zone houillère le long de l'accident Pralognan-Champagny.

B - I.3. Les couvertures mésozoïques

Sur la base d'une étude stratigraphique détaillée, F. ELLENBERGER a distingué (d'ouest en Est) :

a) La couverture de type Vanoise occidentale

Rattachée à la zone briançonnaise classique, elle est, pour F. ELLENBERGER, systématiquement décollée de son substratum siliceux et repose maintenant sur la zone houillère, sur la Vanoise méridionale (où J.F. RAOULT, 1981 et B. GOFFE, 1982, la pensent parautochtone) et sur la Vanoise septentrionale (où J.F. RAOULT 1980 a, 1980 b la pense localement autochtone).

b) La nappe de la Grande Motte

Caractérisée par un puissant Lias à "faciès prépiémontais" intercalé dans une série typiquement briançonnaise, elle repose sur la couverture briançonnaise et est directement chevauchée par les schistes lustrés. Son origine paléogéographique, ultrabriançonnaise pour F. ELLENBERGER (1958, in R. BARBIER et al. 1963), est maintenant discutée par J.M. CARON et M. GAY (1977) et J. DEBELMAS (1980) qui en font du briançonnais.

c) La zone Val d'Isère-Ambin

Rattachée à la zone briançonnaise, elle est caractérisée par la réduction des termes de la série et l'abondance des brèches, particularités qui l'apparentent aux faciès "Acceglio" décrits plus au sud. Ses terrains ont des rapports peu clairs avec les zones voisines, mais semblent surmontés par la nappe de Grande Motte (?) (Plan des Nettes).

d) Les schistes lustrés

Ils constituent une énorme masse de schistes et calcschistes à lentilles de metabasites, dont la stratigraphie n'a pas été débrouillée et qui provient de la zone piémontaise à substratum au moins pro-partie océanique. Ils reposent sur les séries précédentes ou directement sur les socles (Ambin, Grand Paradis, zone houillère).

e) La nappe des gypses

Les gypses et cargneules, abondantes en Vanoise, proviendraient ou seraient dérivés d'une "nappe des gypses" d'origine piémontaise. On les trouve à la base de la nappe des schistes lustrés, ou mêlés aux différentes unités de la zone briançonnaise s.l.

B - II. La Vanoise depuis F. ELLENBERGER

Depuis 1958, et plus particulièrement depuis quelques années, la Vanoise occidentale et la Vanoise méridionale ont fait l'objet de plusieurs travaux localisés :

- En 1975, B. GOFFE, en étudiant les retombées N et W du socle de Vanoise méridionale définit deux phases tectoniques principales et détermine les conditions du métamorphisme de ce socle.
- En 1979, P. DAMBRINE et C. LANGANEY s'efforcent de vérifier par l'étude des minéralisations, la présence d'un socle polymétamorphique anté-permien dans le massif de Vanoise méridionale.
- En 1979 encore, F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT publient l'étude stratigraphique et tectonique détaillée d'un petit affleurement de marbres chloriteux à Pralognan.
- En 1980, partant de l'étude de la Vanoise septentrionale où il pense la couverture briançonnaise au moins localement autochtone (J.F. RAOULT, 1980a), J.F. RAOULT (1980 b) propose une réinterprétation structurale de la Vanoise remettant en cause la notion de substitution de couverture proposée par F. ELLENBERGER (1958).
- En 1982, B. BROUDOUX et B. DATCHARRY étudient respectivement les massifs du Bochor-Epéna et de la Portetta.
- Cette même année, B. GOFFE établit une histoire métamorphique très précise de la couverture mésozoïque briançonnaise (cf. II.3.).
- Enfin, en 1983, H. ACCARIE et P. LANGLET effectuent leur travail de D.E.A. sur les massifs mésozoïques du nord de la Vanoise méridionale (du Roc de la Vallette à la Pointe de la Réchasse).

B - III. Le métamorphisme en Vanoise

B - III.1. La zonation métamorphique en Vanoise

Dans la zonation et la chronologie du métamorphisme alpin, la Vanoise tient une place importante. On y rencontre en effet trois socles contigus à métamorphismes différents (fig. 4, a et b).

- La Vanoise méridionale, à métamorphisme de haute pression, avec des associations qui, dans les zones internes sont partout datées du Crétacé supérieur (60 à 80 Ma.) (J. BOCQUET-DESMONS, 1977, 1980 p. 52).

- La Vanoise septentrionale à métamorphisme "schiste vert".

- La zone houillère qui, dans sa moitié orientale seulement, montre un faciès à lawsonite.

- La couverture briançonnaise dont les termes sédimentaires montent jusqu'à l'Eocène moyen, présente un faciès de haute pression/basse température nécessairement post-Eocène moyen (B. GOFFE, 1982).

La coexistence de ces faciès en Vanoise a donné lieu à deux hypothèses (fig. 4 c) (J. BOCQUET-DESMONS, 1980 p. 52 ; J. BOCQUET-DESMONS et al., 1982).

Hypothèse 1 : La couverture briançonnaise, à métamorphisme HP-BT méso-alpin (Eocène terminal, 40 Ma.) est allochtone sur la Vanoise méridionale déjà métamorphisée au Crétacé supérieur (60 à 80 Ma., âge éo-alpin) en faciès HP-BT.

Hypothèse 2 : Le métamorphisme HP a affecté ensemble le socle de Vanoise méridionale et la couverture briançonnaise, ce métamorphisme étant alors méso-alpin.

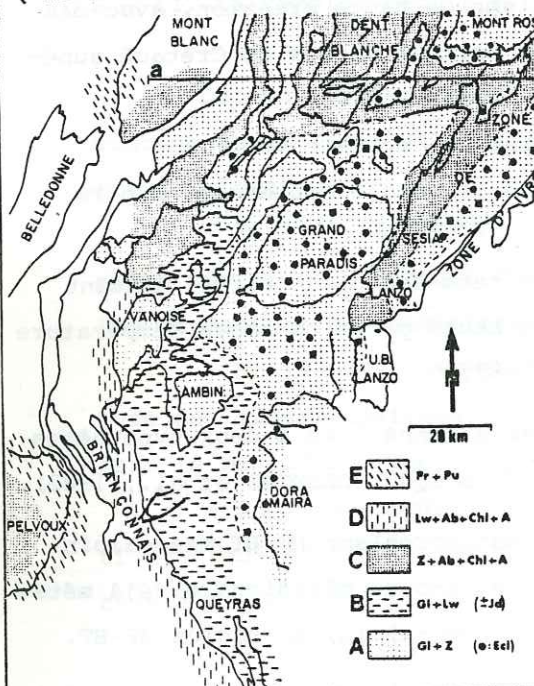
B. GOFFE, à l'issue de l'étude des conditions du métamorphisme de la couverture briançonnaise (B. GOFFE, 1982) et du socle de la Vanoise méridionale (B. GOFFE, 1975), opte pour la deuxième hypothèse en concluant que "durant l'évolution prograde du métamorphisme, les lambeaux de couverture actuellement dispersés entre Vanoise méridionale, occidentale et septentrionale, devaient (...) avoir un socle commun : la Vanoise méridionale, qui est le seul socle ayant les caractères du métamorphisme HP présent dans la couverture(...). L'acquisition de la HP est donc un caractère antérieur au contact entre le socle de Vanoise méridionale et les socles de Vanoise occidentale et septentrionale" (B. GOFFE, 1982 p. 205).

Fig. 4 LE METAMORPHISME EN VANOISE

a. Répartition des faciès métamorphiques dans les zones internes des Alpes.

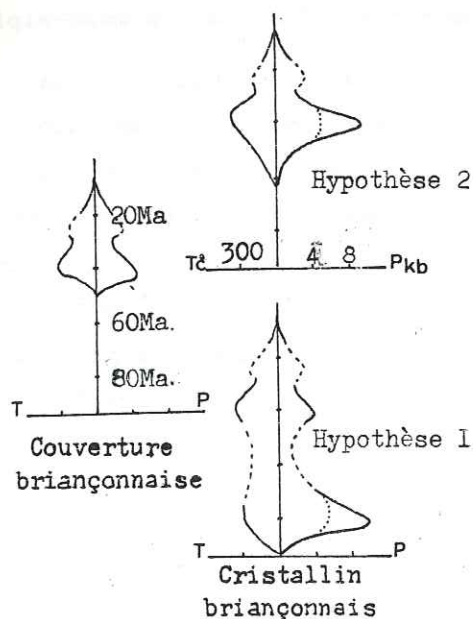
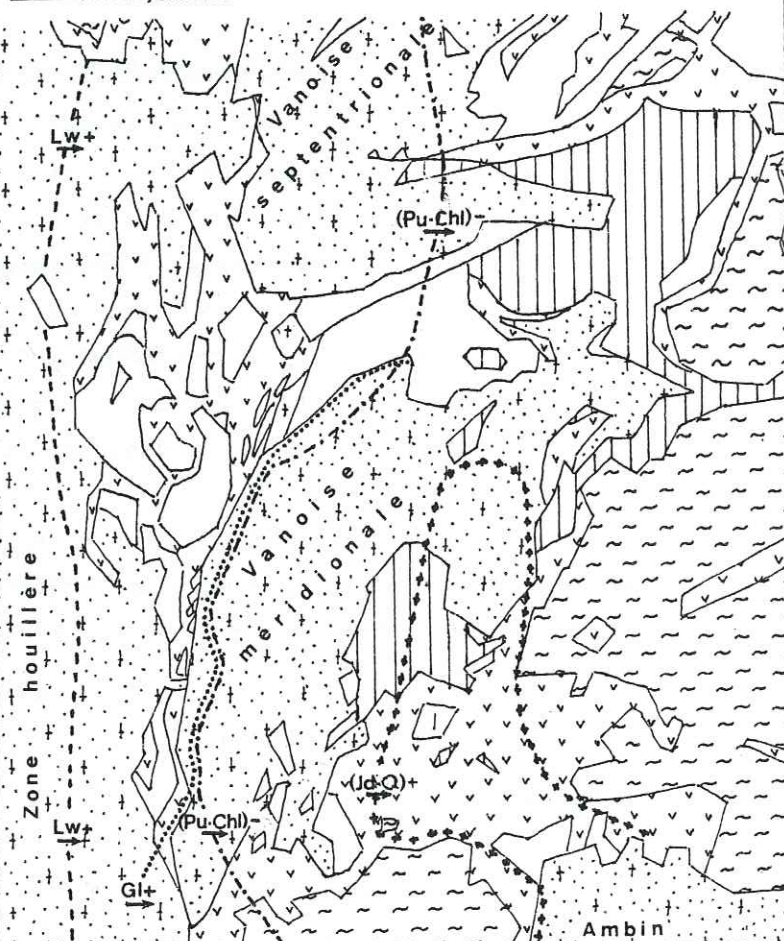
A: amphibole, Ab: albite, Chl: chlorite, Gl: glaucophane, Lw: lawsonite, Jd: jadéite, Ecl: éclogite, Pr: préhnite, Pu: pumpellyite, Z: zoïsite.

(in J. KORNPROBST et al. 1980)



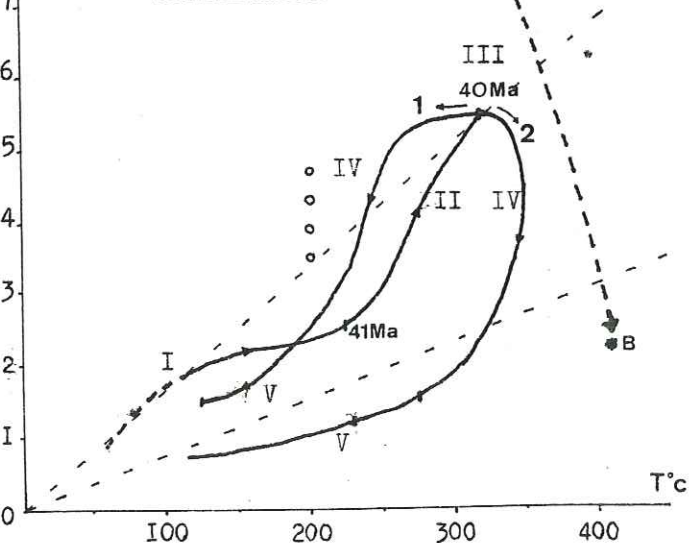
b. Isogrades du métamorphisme en Vanoise d'après B. Goffé 1982

Paléozoïque Schistes lustrés Gypses
Couverture carbonatée briangonnaise Nappe de la Grande Motte



c. Evolution métamorphique en Vanoise. d'après J. Desmons 1980.

Evolution métamorphiques rétrogrades de:
1: Couverture de Vanoise occidentale⁽¹⁾
2: Couverture de Vanoise méridionale⁽¹⁾
A-B: Socle de Vanoise méridionale⁽²⁾



d. Cheminement métamorphique dans les différentes zones de Vanoise. d'après B. Goffé 1975⁽²⁾ et 1982⁽¹⁾

B - III.2. Histoire métamorphique de la couverture

B. GOFFE (1982) y distingue 5 étapes (fig. 4 d) :

- 45 à 42 Ma. Etape 1 : montée à $P = 2$ à $2,5$ Kb (8 à 9 km) et $T = 230^{\circ}\text{C}$;
- 42 à 41 Ma. Etape 2 : montée rapide à $P = 5,5$ à 6 Kb (20 km) et $T = 310^{\circ}\text{C}$ (apex).

Ces deux étapes seraient communes au socle de Vanoise méridionale et à toute la couverture, qui, à l'étape 3 (apex du métamorphisme) se scinde en 3 parties dont l'une reste sur le socle de Vanoise méridionale, et les deux autres sont expulsées respectivement sur la zone houillère et sur la Vanoise septentrionale.

- 40 à 20 (?) Ma. : délestage rapide (étape 4), puis lent (étape 5) des couvertures séparées, avec refroidissement plus rapide des écaillés de Vanoise occidentale, mises en contact avec le socle "froid" (200 à 220°C) de la zone houillère.

II° PARTIE : SEDIMENTATION - STRATIGRAPHIE

A - INTRODUCTION

B - LA SEDIMENTATION DETRITIQUE EPIVARISQUE - LE TRIAS INFERIEUR

C - LA PLATE-FORME CARBONATEE - LE TRIAS MOYEN

C - I. Introduction

C - II. Le Cycle I - L'Anisien

C - III. Le Cycle II - Le Ladinien inférieur

C - IV. Le Cycle III.- Le Ladinien supérieur

D - LES BRECHES SUPRALADINIENNES - LA "CRISE CARNIENNE" ?

D - I. Introduction

D - II. Lithologie

D - III. Age des brèches supraladiniennes

D - IV. La tectonique "carnienne"

D - V. Conclusion

E - L'EMERSION DU BRIANCONNAIS DE VANOISE OCCIDENTALE

E - I. Introduction

E - II. Age de l'émersion

E - III. La tectonique anté-bathonienne

E - IV. Les karsts anté-bathoniens

E - V. Conclusion à l'émersion du domaine briançonnais de Vanoise occidentale

F - LA TRANSGRESSION JURASSIQUE - LE "DOGGER" ET LE "MALM"

F - I. Introduction

F - II. La sédimentation continentale carbonatée

F - III. Le détritisme quartzo-alumineux

F - IV. Les plaquettes calcaréo-dolomitiques

F - V. Les calcaires lités noirs

F - VI. Les calcaires massifs à éléments figurés

F - VII. Les calcaires massifs homogènes

F - VIII. Conclusion

G - LA SEDIMENTATION PELAGIQUE - LES MARBRES CHLORITEUX

G - I. Introduction

G - II. Lithologie

- G - III. Age des marbres chloriteux
- G - IV. Relation entre faciès lithologique et âge des marbres chloriteux
- G - V. Conclusion

H - LA SEDIMENTATION PREOROGENIQUE - LES SCHISTES DE PRALOGNAN

- H - I. Introduction
- H - II. Lithologie
- H - III. Faune et âge des schistes de Pralognan

I - LES TERRAINS NON BRIANCONNAIS OCCIDENTAL

- I - I. Les gypses
- I - II. Les écaillés à Lias de type Grande Motte
- I - III. Les termes non attribués

J - LES CARGNEULES

- J - I. Les cargneules monogéniques
- J - II. Les cargneules polygéniques
- J - III. Les cargneules apparemment sédimentaires

K - CONCLUSION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

- K - I. Le domaine briançonnais de Vanoise occidentale. Un secteur de la marge téthysienne
- K - II. Comparaison du contenu lithostratigraphique des différents chaînons de Vanoise occidentale.

II° PARTIE : SÉDIMENTATION - STRATIGRAPHIE

A - INTRODUCTION

C'est F. ELLENBERGER qui a établi les bases de la stratigraphie briançonnaise en Vanoise. Mais quelques travaux généraux ou ponctuels concernant la Vanoise ou d'autres régions de la zone briançonnaise ont pu préciser ou modifier certains points de cette stratigraphie. Aussi, au début de chaque chapitre, on exposera les résultats antérieurs, avant, le cas échéant de développer les points nouveaux.

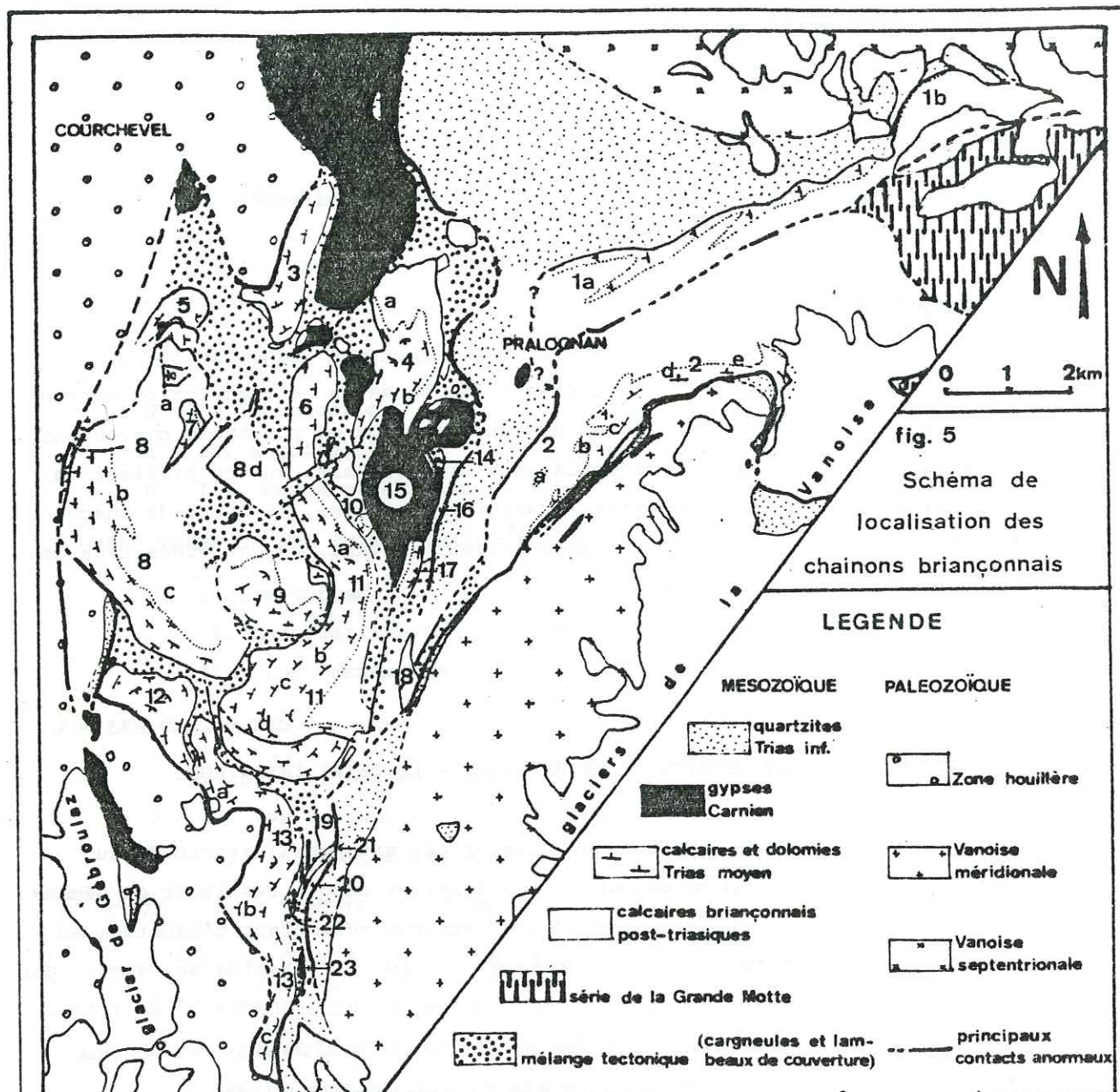
B - LA SEDIMENTATION DETRITIQUE EPIVARISQUE - LE TRIAS INFÉRIEUR

Les 100 à 300 mètres de quartzites fins, très purs, attribués au Scythien (ou werfenien) représentent les derniers dépôts résultant du démantèlement de la chaîne hercynienne. Ces quartzites surmontent d'habitude en concordance le Néopermien après un passage continu mais rapide se faisant par diminution de la taille des quartz détritiques (F. ELLENBERGER 1958, 1963). Sur le terrain étudié, ils se présentent en grandes masses associées aux socles, ou en écailles décamétriques aux contacts entre unités.

La présence de rares stratifications entrecroisées et de ripple-marks, ainsi que leur granulométrie remarquablement homogène ont fait interpréter ces roches comme déposées en eau très peu profonde, après tri par transport éolien (F. ELLENBERGER 1958, 1963).

Comme l'avait signalé F. ELLENBERGER (1958, p. 157), on peut, à la base Est du Petit Mont Blanc, voir ces quartzites passer progressivement mais rapidement (quelques mètres) à des schistes quartzeux ankéritiques verts ou pourpres, puis à des cargneules de couleur "terreuse" après s'être chargés en ankérite.

Ce niveau à cargneules (probablement évaporitique à l'origine) est attribué conventionnellement au Scythien supérieur (Spathien) et correspond sur mon terrain, comme presque partout ailleurs, à un important niveau de décollement tectonique.



- 1 Chaînon Bochor (a) - Epena (b)
 2 " Vallette (a) - Tambour (b) - Pt Marchet (c) - Gd Marchet (d) - Arcelin (e)
 3 des Chapelets
 4 de la Portetta: Rochers de Moret (a), Rochers de Plassaz (b).
 5 du Roc Mugnier
 6 de la Pte Val
 7 du Roc Merlet
 8 du Fruit: Plan Mugnier (a), Fruit (b), Grosse Tête (c), Gde Val (d)
 9 du Rateau
 10 du col du Mône
 11 de la Pêche: S.^{al} du Mône (a), Roche Nue (b), Chanrossa (c), Corneilletts (d)
 12 du Mt Coua (a) - Roche Pellier (b)
 13 Roc des Eaux Noires (a) - Lac Blanc (b) - Chavières (c)
- Accident de Chavières: 14 Saulces 19 Frétarbe
 15 Pt Mt Blanc 20 Les Fonds
 16 Prioux 21 Les Planettes
 17 Sécheron 22 La Rama
 18 La Motte 23 La Masse

C - LA PREMIERE PLATE-FORME CARBONATEE - LE TRIAS MOYEN

C - I. Introduction

C'est en Vanoise que F. ELLENBERGER a établi la stratigraphie du Trias briançonnais. Depuis, des études sédimentologiques et microstratigraphiques très poussées de ce même Trias briançonnais effectuées dans la région de Briançon et dans les Préalpes ont permis d'établir (A. BAUD, 1972 ; A. BAUD et J. MEGARD, 1975 ; J. MEGARD et A. BAUD, 1977) la remarquable uniformité de la formation sur l'ensemble du bassin et sa subdivision en cycles et mégaséquences sédimentologiques.

Une synthèse des résultats de ces études est représentée sur la figure 6.

L'étude du Trias moyen que j'ai effectué s'est donc limitée à la cartographie des cycles et de certaines séquences caractéristiques, et au relevé de quelques particularités que pouvait présenter celui-ci. Aussi, plutôt qu'une fastidieuse description de la série, on se bornera, en utilisant la nomenclature proposée par A. BAUD et J. MEGARD (1975, 1977), à rappeler les caractères de chaque unité cartographiable, et l'interprétation sédimentologique qu'en ont fait ces auteurs.

C - II. Le cycle I - Formation de Saint-Tryphon (Anisien p.p.)

C - II.1. La Séquence 1

a) Lithologie

Elle diffère selon les massifs.

A la base SSW de Grosse Tête (massif de l'Aiguille du Fruit), dans le torrent de Chanrouge, affleure une formation apparemment en concordance (?) stratigraphique avec la Séquence 2 sus-jacente. On y trouve de bas en haut :

- Un ensemble cargneulisé renfermant des lentilles décimétriques de grès calcaires, grès grossiers, calcaires noirs vacuolaires, brèches calcaires et brèches calcitiques rosées.

- Un faisceau carbonaté (7 à 8 m) comportant de bas en haut, des dolomies roses et des schistes pourpres suivis de calcaires et calcschistes noirs encadrés de schistes bruns, puis des calcaires noirs ou clairs et des dolomies blanches et/ou grises.

fig. 6 Le TRIAS de VANOISE OCCIDENTALE. Exemple du Roc de la Pêche.

D'après Ellenberger 1958⁽⁴⁾ et 1963⁽³⁾, Baud et Mégard 1975⁽⁵⁾, et Mégard et Baud 1977⁽⁴⁾.

Age (4)	Lithostratigraphie et terminologie (1) & (2)		Divisions (3) & (4)	Epais. en m.	Milieu, environnement (3) et (4)	Lithologie
CARNIEN sup. L A D i n f N e r i l i e u r A s u p e r i e u r S m o y e n E i n f.		Schistes et brèches dolomitiques post-ladiniens	C IV a	500	C IV a : Subévaporitique ; activité tectonique distensive.	Dolomies argileuses, pélites, brèches, calcaires noirs localement
		Dolomies terminales à myophories	dolomies S 8 & 9 grises		Emersion S 9 : Regression Milieu confiné, tapis algaire.	niveau orangé Dolomies grises bantées, fines, à cavités.
			dolomies S 7 blanches			
			dolomies noires	400	S 8 : Transgression Tidal-flat ouvert, bonne énergie, influence marine.	Dolomies grises bantées, sableuses, à Myophories.
		Calcaires			Emersion S 7 : Regression, émerision périodique, tapis algaire.	Dolomies blanches, massives, fines, à laminations et figures de dessiccation.
		et dolomies				
		à encrines	c a l c a i r e s	300	S 6 : Tidal-flat confiné-sursalé assez bonne énergie.	Calcaires francs, gris, et dolomies blanches.
			S 6 s		Emersion S 5 : Régression. Lagune confinée, riche en matière organique nombreux fousseurs.	"Schistes" orangés Calcaires gris sombre bioturbés, et dolomies jaunes ou blanches.
		et diploporos				
				200	S 4 : Tidal-flat. Influence marine, Bonne énergie.	Calcaires francs, gris, puis calcaires et dolomies blanches ou jaunes à silex.
		niv. d'émersion			S 3 : Lagune confinée, dépôts de tem- pête sporadiques. Fousseurs.	Calcaires gris sombre, accidents dolomitiques orangés.
		banc à silex	S 5		Emersion S 2 : Lagune confinée, légèrement sursalée. Très nombreux fousseurs.	Calcaires gris brun, très bioturbés (vermiculés) et dolomies jaunâtres.
		niveau à physoporelles	S 4	100	Emersion S 1 : Paralique. sursalé/dessalé, incursions marines, Détritique et/ou évaporitique.	Dolomies argileuses, schistes + dolomitiques, grès, cargneulles,...
		bancs à dentales	S 3			
		niveau à oligoporelles				
		calcaires vermiculés	S 2	0		
			S 1			

- Ces formations reposent sur des cargneules.

Au Lac Blanc et aux Aiguilles des Corneilletts et de Chanrossa, on y rencontre des schistes noirs dolomitiques, quelques minces bancs de dolomie jaune sale, des schistes bruns carbonatés plus ou moins ferrugineux, et des passées gréseuses (15 à 30 m).

Au Petit Marchet affleurent des schistes noirs passant à des dolomies argileuses jaune sale ou brunâtres à cassure noire (10 m environ).

Au Mont Coua, des schistes carbonatés bruns et noirs renferment localement des amas pluricentimétriques de pyrite et hématite, et de nombreux niveaux de schistes noirs (5 à 10 m).

Partout, cette séquence se termine par des dolomies jaunâtres à cassure sombre en petits bancs à laminations algaires frustes.

b) Interprétation (d'après A. BAUD et J. MEGARD, 1975)

Ces faciès illustrent bien les principaux caractères de la séquence 1 : dépôts de type paralique en milieu sursalé-dessalé, tantôt évaporitiques, tantôt détritiques, mais toujours carbonatés, traduisant des influences marines et se terminant par l'installation d'un vaste tapis algaire.

C - II.2. La Séquence 2 ("Calcaires vermiculés")

a) Lithologie

La deuxième mégaséquence consiste, au-dessus des dolomies jaunâtres, en calcaires noirs ou gris brunâtres, un peu argileux, à cassure sombre, montrant de très nombreux terriers en U, et surmontés d'un niveau constant (2 m environ) de dolomie jaune à cassure noire, en bancs décimétriques ou plus. Ces dolomies jaunes sommitales peuvent renfermer un mince niveau de schistes fins non carbonatés vert émeraude d'origine possiblement lagunaire (versant W de l'Aiguille du Fruit, versant N de Roche Nue), et des niveaux de brèches attribuables à la dessiccation (versant S de l'Aiguille des Corneilletts).

b) Interprétation (A. BAUD et J. MEGARD, 1975)

Ces sédiments se sont déposés en milieu lagunaire, légèrement sursalé où l'intense activité de crustacés décapodes fouisseurs (A. BAUD, 1976) leur a donné leur faciès de "calcaires vermiculés".

C - II.3. La Séquence 3 ("niveaux à Oligoporelles et Dentaies")

a) Lithologie

Cette séquence est matérialisée par des calcaires gris sombre à accidents argilo-dolomitiques à patine jaune, intercalés de rares et minces niveaux dolomitiques à patine jaune, et pouvant comporter des récurrences de faciès "vermiculés". On y trouve localement, mais assez fréquemment des débris de petits Diplopores (Anisoporelles) et de Dentaies exceptionnellement en position de vie (bloc éboulé, versant Est du Roc de la Pêche). Sa limite supérieure, matérialisée par un banc décimétrique de dolomie jaune est peu caractéristique pour le cartographe.

b) Interprétation (d'après A. BAUD et J. MEGARD, 1975)

Ces sédiments sont de même type que la séquence précédente, mais interrompus par des dépôts calcarénitiques de tempête, et clôturés par un épisode d'émersion avec tapis algaire.

C - II.4. La Séquence 4 ("niveau à Physoporelles")

a) Lithologie

La quatrième mégaséquence commence par des calcaires francs gris clair à accidents et oolites dolomitiques blancs, et à rares niveaux intercalés de dolomie blanche. Les calcaires sont souvent sableux et montrent fréquemment des débris de Diplopores (Physoporelles). Sur les 10 ou 20 derniers mètres, les niveaux dolomitiques blancs se font plus nombreux et des lits ondulés et anastomosés de dolomie argileuse orangée apparaissent. On trouve, quelques mètres avant la fin de la séquence, un horizon très constant, parfois épais, à beaux rognons de silex allongés, arrondis, de couleur fauve ou brune, associé à des dolomies blanches à terriers silicifiés ("banc à silex" de F. ELLENBERGER, 1958).

b) Interprétation (d'après A. BAUD et J. MEGARD)

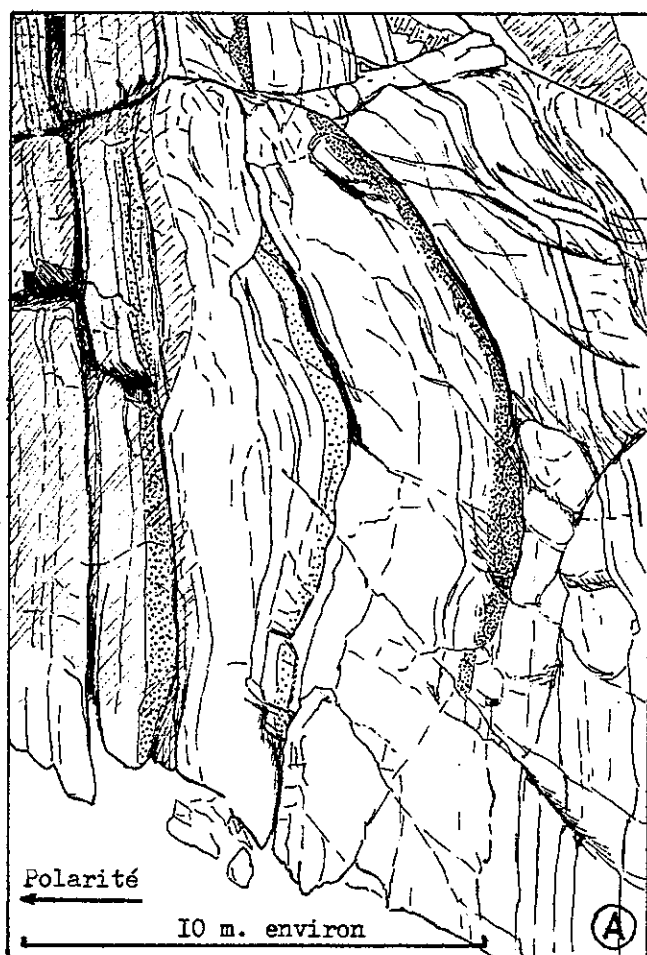
Cette séquence correspond à des dépôts de tidal-flat, à énergie assez forte (sables), liés à une ouverture plus franche vers le milieu marin.

C - II.5. La séquence 5 ("calcaires vermiculés supérieurs")

a) Lithologie

Elle est constituée de calcaires gris sombre un peu argileux, bioturbés ("calcaires vermiculés") intercalés de fréquents niveaux décimétriques de dolomie jaune ou blanche et contenant des accidents argilo-dolomitiques orangés. Au Mont Coua (versant SW de l'arête SE), j'y ai trouvé de nombreux

fig. 7 Aspects particuliers de la sédimentation de la séquence 5 de l'Anisien.

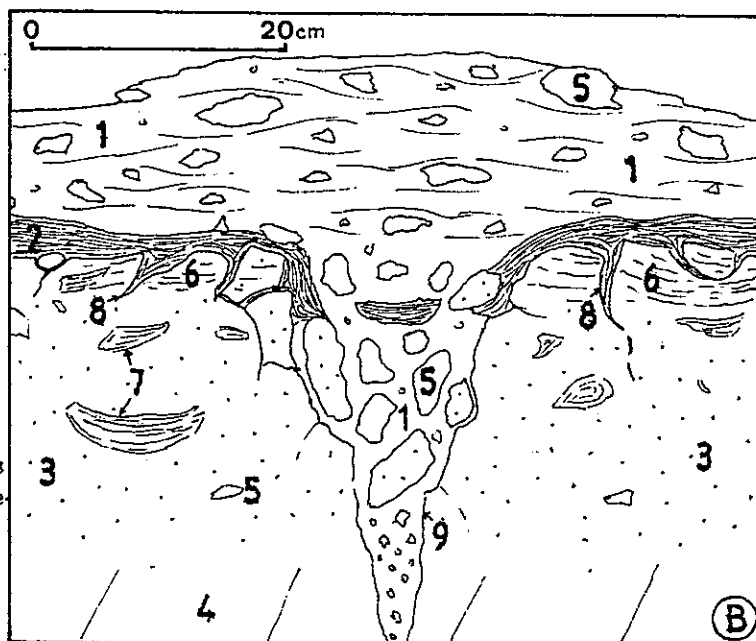


FLEXURE SYNSEDIMENTAIRE DANS LA S 5 VERTICALISEE DU CYCLE I (Versant W. de l'aiguille du Fruit)

Aucune manifestation tectonique n'étant connue à ce niveau de l'évolution de la plate-forme briançonnaise, cette structure pourrait être imputable (par comparaison avec des phénomènes comparables connus dans les Préalpes (A. Baud, com. pers.)) à la diagenèse affectant inégalement les différents niveaux et provoquant, par apparition de contrastes de viscosité et/ou de densité, des échappements de fluides ou de boues thixotropes, pouvant déformer les niveaux plus compétents.

- 1: Marne dolomitique orangée
- 2: Schiste vert siliceux
- 3: Dolomie blanche "saccharoïde" à cavités, dont le sommet est démantelé.
- 4: Dolomie blanche fine
- 5: Lithoclastes
- 6: Laminations algaires
- 7: "Copeaux algaires" détachés par dessiccation (B.H. Purser 1980)
- 8: Fentes de dessiccation
- 9: Fente de "contraction thermique" (?)

S'infiltrant dans les fentes de dessiccation, mais démantelés par la fente de rétraction thermique, les schistes verts sont contemporains de l'émersion.



AFFLEUREMENT DE "SCHISTES ORANGES" AU MOLLARET (N.E. du Lac Blanc)

vestiges d'une faune à encrines, petits brachiopodes et lamellibranches. Cette mégaséquence se termine par un ou plusieurs bancs dolomitiques blanc sale surmonté(s) d'un niveau très caractéristique (10 à 40 cm) de marnes dolomitiques orangées, parfois schisteux vert et peu carbonaté ("schistes orangés" ou "niveau d'émersion").

b) Interprétation (d'après A. BAUD et J. MEGARD, 1975)

Il s'agit de dépôts de lagune confinée, riche en matière organique, à nombreux fousseurs, surmontés d'un tapis algaire (dolomies sommitales) annonçant l'émersion de la plate-forme.

c) Particularités

En versant ouest de l'Aiguille du Fruit, une dizaine de mètres sous le niveau de "schistes orangés", des bancs calcaires dessinent une flexure décamétrique scellée en discordance par les bancs calcaréo-dolomitiques suivants (fig. 7). Des déformations synsédimentaires dues à des contrastes de densité et/ou de viscosité sont connues ailleurs à ce niveau (A. BAUD com. pers.). De tels phénomènes sont peut-être à l'origine de cette flexure (?).

d) Le niveau orangé

Le plus souvent, ce niveau est constitué d'une micrite argilo-dolomitique, mais peut parfois être essentiellement formée de phyllites, rappelant alors la texture et l'aspect microscopiques de certaines argiles bauxitiques de la base du Dogger. On peut également y trouver des schistes verts satinés, siliceux à pyrite (Mollaret, versant W de l'Aiguille de Chanrossa, versant NW du signal du Mône), ou des pélites noires fines (versant W de l'Aiguille du Fruit). En un endroit (versant S de Roche Nue), on observe en lame mince la présence de grains de quartz détritiques cariés et contenant alors de la calcite.

D'autre part, le niveau orangé contient fréquemment des éléments centimétriques de dolomie blanche, anguleux ou arrondis, provenant certainement du remaniement des dolomies immédiatement sous-jacentes. Localement (150 m à l'W du Mollaret), ces "schistes orangés", bréchiques, ravinent les dolomies sous-jacentes et s'y infiltrent dans des fissures attribuables à la dessiccation ou à la contraction thermique (R.H. TUCKER, 1981) (fig. 7 b).

Ces observations confirment la justesse du terme de "niveau d'émersion" donné par F. ELLENBERGER (fentes de dessiccation, remaniements), émersion au cours de laquelle se sont déposés des sédiments dolomitiques et argileux, très localement quartzeux.

C - II.6. Localisation de quelques coupes

Ces formations du Cycle I peuvent être observées dans plusieurs coupes complètes ou partielles, par exemple : la dalle supportant le Lac Blanc (série inverse) ; le cirque W des Corneillets (série verticale de S_3 à S_5) ; en versant SSW de l'Aiguille du Fruit (les Grands Diners) ; sur l'arête S du Signal du Mône ; ou sur l'arête WNW de l'Aiguille du Rateau.

C - III. Le cycle II - Formation de Champcella

Son âge probable est en partie Ladinien inférieur (J. MEGARD et A. BAUD, 1977) et comprend 2 mégaséquences d'épaisseur inégale.

C - III.1. La Séquence 6

a) Lithologie

Elle est constituée sur environ 150 à 300 m, d'une alternance assez monotone de calcaires francs, gris, contenant quelques accidents et oolites dolomitiques blancs, et de bancs dolomitiques blancs, lui donnant de loin l'aspect qui lui a valu son nom de "calcaires rubanés". On y trouve quelques rares encrines et dasycladacées. Elle se distingue des formations du Cycle I par :

- la teinte gris souris des calcaires ;
- la couleur toujours blanche des bancs et accidents dolomitiques (souvent jaunes ou orangés dans le Cycle I) ;
- la fréquence d'indices de forte énergie : oolites dolomitisés, calcarénites à stratifications obliques....

On peut parfois la confondre avec la S_4 du C I, mais son épaisseur et sa monotonie l'en différencient nettement.

A la base, au-dessus du niveau d'émersion, le cycle débute presque toujours par un niveau épais (1 à 3 m) de dolomie blanche. Vers le haut, il comporte un épais niveau assez constant de calcaire cristallin très noir, parfois légèrement fétide au choc, à granules dolomitiques blancs.

Le niveau des "Dolomies noires" qui clôture la séquence dans la région de Briançon (A. BAUD, J. MEGARD, 1975 ; J. MEGARD in M. BOURBON et al. 1975) n'a pas été partout reconnu avec certitude. Il existe cependant de manière certaine au Mont Coua, au Roc de la Pêche et au Roc Mugnier. Il correspond à des calcaires dolomitiques gris sombre, "saccharoïdes" (toucher rugueux), en

gros bancs à très nombreuses cavités en étoiles remplies de calcite orangée pseudomorphoses de gerbes d'anhydrite ?), et fréquentes figures sigmoïdes.

b) Interprétation (d'après A. BAUD et J. MEGARD, 1975)

Il s'agit d'une succession de séquences régressives métriques à décimétriques de tidal-flat sursalé.

C - III.2. La Séquence 7 ("Dolomies blanches")

a) Lithologie

Cette mégaséquence qui cloture le Cycle II est constituée d'un épais niveau (30 m) de dolomie blanche, très fine, azoïque, massive, mais bien stratifiée, caractérisée par la fréquence des laminations algaires très fines, des fentes et des brèches de dessiccation.

b) Interprétation (d'après A. BAUD et J. MEGARD, 1975)

Les "Dolomies blanches" correspondent au sommet régressif du Cycle, période où s'installent de très vastes et épais tapis algaires en milieu souvent émergé.

c) Remarques

On y observe localement des figures de glissement (slumps). Dans la combe de Chanrouge, celles-ci, localisées dans la partie supérieure de la série peuvent être pluri-métriques et sont associées à des failles normales syn-sédimentaires (fig. 8).

Ces indices sont sans doute les premières manifestations d'une instabilité qui va se généraliser au cours du Cycle III et surtout du Cycle IV.

C - IV. Le Cycle III ("Dolomies grises")

Beaucoup moins épais que les autres (30 à 45 m), il couvre en gros le sommet du Ladinien et est subdivisé en 2 mégaséquences S_8 et S_9 , que je n'ai pas su distinguer partout sur le terrain.

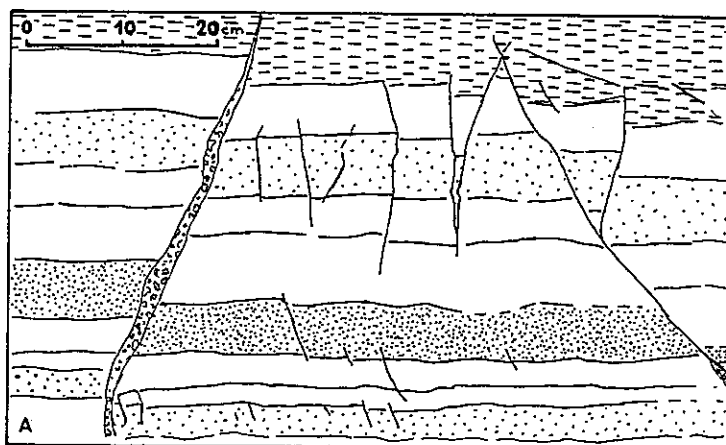
a) Lithologie

Il s'agit de dolomies grises bien litées à lamellibranches (Myophories), encrines et dasycladacées. Le Cycle débute par des dolomies grises à pâte fine ou sableuse, admettant quelques niveaux repères :

- Un niveau à oncolithes à la base.

- Un niveau à gros silex ronds, décimétriques, à structure concentrique et patine brun roux ou fauve. Localement (Combe de Chanrouge), la silicifi-

fig. 8 Aspects de la déformation synsédimentaire dans les dolomies blanches de la Combe de Chanrouge.



A : Failles synsédimentaires (partie supérieure des Dolomies blanches)

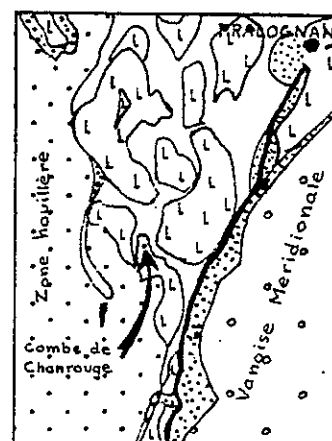
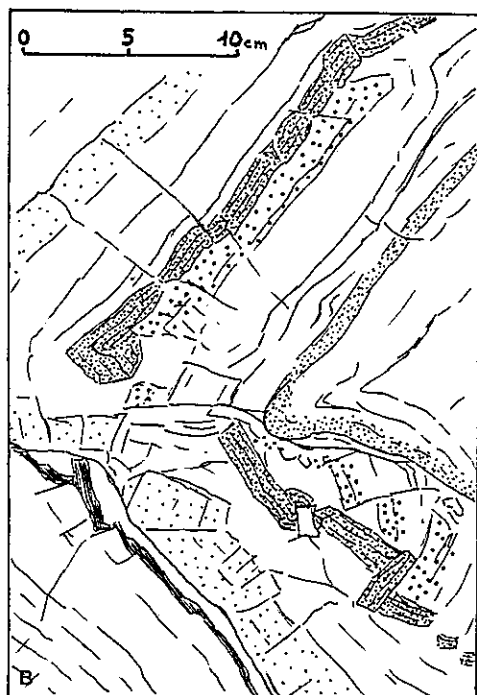
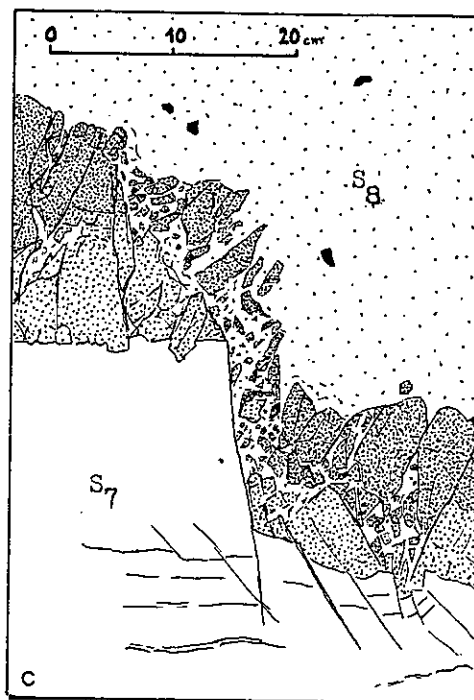


Schéma de localisation



B : "Slump" (partie médiane des Dolomies blanches).



C : Faille synsédimentaire et bréchification à la limite S_7/S_8 .

Fig. A : Les failles synsédimentaires peuvent être attribuées soit à une légère tectonique distensive, soit à des phénomènes d'effondrement en bordure de chenal. L'absence de basculements et de fentes ouvertes en "V", me font préférer la première interprétation. Le filon rempli de microbrèche monogénique pourrait être postérieur (Lias?).

Fig. B et C : La fragmentation des bancs dolomitiques indique une diagenèse précoce. Mais cette induration n'a pas affecté tous les niveaux, comme en témoignent le plissement et le bourrage (fig. B) de boues vraisemblablement thyxotropes.

cation n'est pas totale et il reste des plages décimétriques claires où se voit nettement une structure construite concentrique, à croissance asymétrique vers le haut rappelant des spongiaires).

- Localement, on trouve vers le tiers inférieur un niveau centimétrique de schistes cornés siliceux brun-rouille, parfois associé à des dolomies jaunes et marnes orangées un peu bréchiques (Mont Coua).

Plus haut, le faciès change, les dolomies deviennent légèrement plus sombres et montrent quelques cavités remplies de calcite blanche, des ravinements, des terriers et des corps sableux à galets ronds (chenaux). Enfin, après un niveau (20 à 30 cm) de schistes orangés et verts apparaissent des lits de dolomie claire à lamination algaïres et brèches de dessiccation, alternant avec des dolomies grises à cavités remplies de calcite blanche secondaire.

b) Interprétation (d'après A. BAUD et J. MEGARD, 1975)

Ce cycle correspond à une large transgression (Séquence 8) avec ouverture marine et assez forte énergie, puis à une régression (Séquence 9) allant jusqu'à l'émersion qui clôture les trois cycles de la première plate-forme carbonatée du Trias briançonnais.

c) Remarques

Au Cycle III, les traces d'instabilité deviennent plus fréquentes : on observe en effet des microdiscordances (Mont Coua) et de très nombreuses failles synsédimentaires toujours normales.

D - LES BRECHES SUPRA-LADINIENNES - LA "CRISE CARNIENNE" OU LA "REVOLUTION LIASIQUE" ?

D - I. Introduction

Après quelques hésitations, F. ELLENBERGER (1958, p. 196 et 251), avait attribué au Rhétien des brèches noires et dolomies argileuses qui surmontent le Ladinien terminal (C III) du Roc de la Pêche ou du Roc de la Vallette. Depuis, J. MEGARD et A. BAUD (1977) ont attribué ces mêmes brèches au Cycle IV du Trias briançonnais, par comparaison avec les niveaux équivalents des Préalpes et du Briançonnais. Cette partie du C IV (C IV a) correspond en gros au Carnien inférieur (fig. 6).

D - II. Lithologie

Il convient de distinguer deux faciès lithologiques différents dans ces "brèches supra-ladiniennes".

D - II.1. Le faciès bréchique à calcaires noirs

On le trouve au Roc de la Pêche, au Roc de la Vallette-Col du Tambour, au Grand Marchet, à la Pointe du Dard et à Tête Noire.

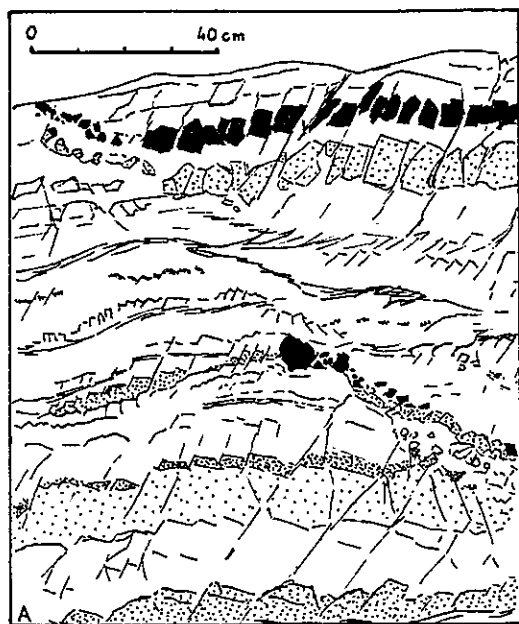
Il est constitué d'une alternance assez confuse de dolomie fine jaun-sale ou brunâtre, argileuse (phengite brune) en bancs irréguliers quelquefois bréchiques ; de schistes bruns ou noirs ; de plaquettes ou de bancs de calcaires noirs ; et de brèches à matrice de calcaire noir et éléments pluricentimétriques à millimétriques anguleux de nature calcaire ou dolomitique, à patine contrastée et cassure souvent uniformément noire. La base est quelquefois soulignée de brèches à gros éléments dolomitiques anguleux clairs et à ciment argileux légèrement orangé (Col du Tambour, Roc de la Vallette).

D - II.2. Le faciès bréchique exclusivement dolomitique

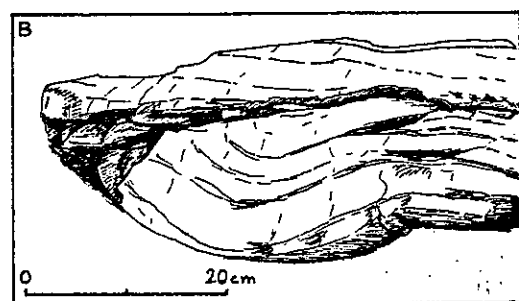
On en trouve de belles coupes au Mont Coua, au Roc Mugnier, à la Petite Val et en Vallaisonnay, mais on le trouve aussi au Roc des Eaux Noires et au nord du Col de Chavières.

Au-dessus des dolomies grises du C III, on observe la succession suivante (fig. 9 e) :

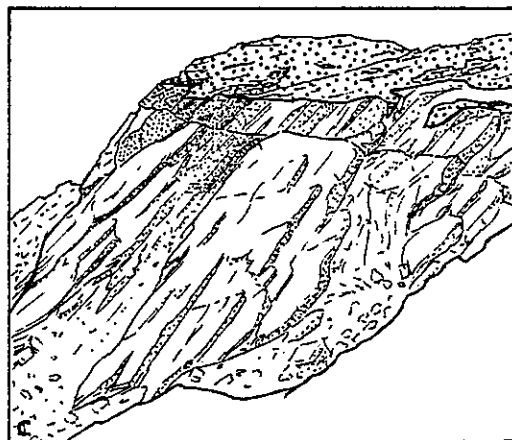
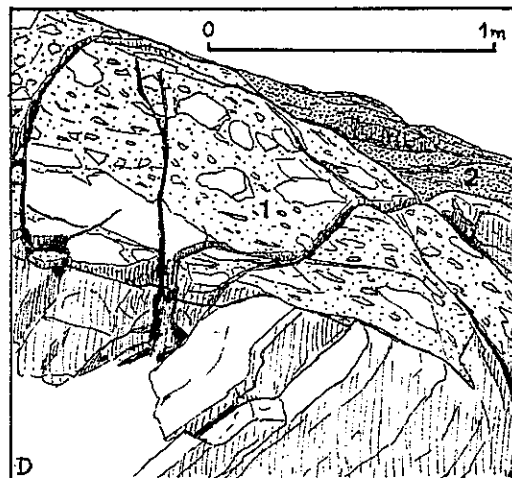
fig. 9 Aspects de la tectonique synsedimentaire "carnienne".



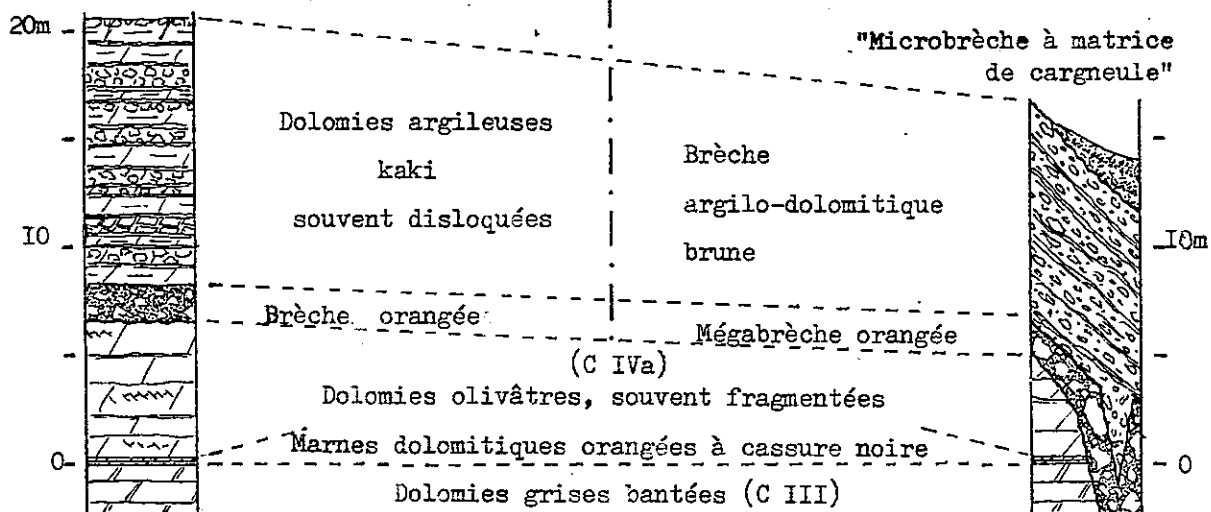
A: Fragmentation synsédimentaire des bancs de dolomie olivâtre (Mt Coua).



B: Pli synsédimentaire dans les dolomies kaki (Roc Mugnier).

C: Discordance angulaire des brèches brunes sur les dolomies grises.
(Versant N. du Roc des Eaux Noires)

D: Discordance angulaire des brèches orangées (1) puis brunes (2) sur les dolomies grises (Combe de Chanrouge)



E. COLONNES STRATIGRAPHIQUES SCHEMATIQUES

des séries à brèches concordantes

des séries à brèches discordantes

- Environ 20 cm de marne dolomitique très fine, riche en pyrite, à patine orangée et cassure sombre brunâtre ou grise. La surface est fréquemment accidentée de cupules centimétriques (bulles de dégazage).

- Quelques mètres de dolomie à pâte très fine, à cassure brun foncé et patine brun-vert ("olivâtre"), admettant parfois des niveaux centimétriques d'argile orangée, des lentilles de brèche et des intercalations de lits centimétriques de dolomie argileuse gris-brun. J'y ai trouvé un lamellibranche ressemblant aux Myophories caractéristiques du C III.

Ces bancs sont très souvent fragmentés in situ, offrant en surface un aspect de dallage, et en section un aspect confus lié à la dislocation progressive des bancs (fig. 9 a).

- Un niveau bréchique à liant argileux orangé peu abondant, et à éléments anguleux dolomitiques de taille variable, enduit la surface supérieure des dolomies olivâtres et peut atteindre 2 mètres d'épaisseur.

- Puis viennent 10 à 15 mètres de dolomies argileuses à patine gris-brun ("dolomies kaki") et cassure brun foncé, en bancs irréguliers, souvent bréchiques à éléments dolomitiques centimétriques à décimétriques anguleux. Les bancs riches en mouches de dolomite (rétromorphoses probables de cristaux de gypse) sont souvent recouverts d'un enduit corné de phyllites brunes et roses, et admettent des intercalations centimétriques à décimétriques de schistes bruns plus ou moins dolomitiques.

Dans certains massifs (Roc des Eaux Noires et partie E du Mont Coua), les deux premiers termes peuvent manquer et les deux niveaux suivants, souvent discordants, passent latéralement (Mont Coua) à des formations d'aspect différent :

- Le niveau bréchique orangé, plus épais (jusqu'à 4 m) devient une mégabrèche dont les éléments dolomitiques anguleux très hétérométriques (essentiellement C IV a et C III) peuvent dépasser le mètre cube. Le ciment est très peu abondant. Ce niveau repose le plus souvent sur les termes du Ladinien supérieur ou se trouve associé à des fissures ouvertes ou des escarpements de faille (fig. 9 C, 9 D et 12).

- Les "dolomies kaki" deviennent des brèches dolomitiques très argileuses, à patine brunâtre et cassure brun foncé, comprenant des interlits schisteux bruns très irréguliers, et dont les éléments anguleux non triés sont exclusivement dolomitiques à la base, mais comprennent aussi quelques rares blocs de calcaire noir tout à fait vers le haut. Les éléments, plus

petits que dans la brèche orangée (quand même décimétriques), sont très souvent entourés d'un mince liseré de phengite provenant probablement du métamorphisme d'une pellicule d'insolubles dégagée par altération aérienne des éléments avant leur dépôt. Enfin, ce niveau peut contenir, vers son sommet, des concentrations d'hématite.

- Dans ces séries, on trouve localement et en discordance sur les brèches brunes, quelques mètres de sédiment détritique orange à brun à ciment de cargneule. Les éléments sont très variés (grains de quartz millimétriques, éléments centimétriques de schistes verts, de dolomie, de calcaire ou de schistes) et la roche, bien que disloquée sur place conserve des traces de stratification et de granoclassement normal.

Ces "microbrèches à matrice de cargneule" me semblent différentes des cargneules subactuelles resédimentées, mais ressemblent aux "microcornieules" associées à certains plans de chevauchement (A. BAUD et H. MASSON, 1976). Je ne peux donc affirmer s'il s'agit d'une roche sédimentée à cet endroit et cargneulisée lors de la tectonique, ou si elle se trouve ici associée à un contact tectonique.

D - II.3. Caractères distinctifs des 2 faciès

Au-delà des différences d'aspect (couleur noire dominante et abondance du calcaire dans le premier, couleur orange et kaki caractéristique et quasi exclusivité des dolomies dans le deuxième), ces deux faciès correspondent à des milieux de dépôt différents : influence marine peut-être plus marquée dans le premier type.

D - II.4. Faciès particulier

Une centaine de mètres à l'ENE du Passage du Mont Coua, on trouve, sous les brèches orangées et surmontant en discordance les dolomies grises, quelques décimètres de schistes bruns, grès calcaires, brèches à éléments infra-centimétriques ou plus de dolomie et pélites noires, le tout de couleur brune, et cassure noire.

D - III. Age des brèches supra-ladiniennes

D - III.1. Age des niveaux à brèches exclusivement dolomitiques

a) Les deux premiers niveaux (marnes dolomitiques orangées et dolomies olivâtres à Myophories) sont, quand ils sont conservés, toujours en concor-

dance sur le sommet des dolomies grises. De plus, ils correspondent à la description que donnent A. BAUD et J. MEGARD (1975) de la base du Cycle IV (C IV a). J'en fais donc la base du Cycle IV dont l'âge probable serait Carnien basal (J. MEGARD et A. BAUD, 1977).

b) Les deux termes supérieurs (brèches orangées et dolomies kaki ou brèches brunes) peuvent être attribués à deux épisodes tectoniques majeurs : la "crise carnienne" ou la "révolution liasique".

Pour discuter, on doit remarquer que :

- Dans les séries peu tectonisées (à dolomies kaki), le C III est toujours complet, les termes attribués au C IV a sont toujours présents, et les brèches orangées les surmontent sans discordance angulaire visible.

- Dans les séries à forte tectonique post-ladinienne (à brèches brunes), les brèches orangées ou brunes peuvent reposer jusque sur la partie inférieure du C II, mais elles ne surmontent jamais des termes postérieurs au C IV a.

- Enfin, dans les deux types de série, la succession s'arrête systématiquement au sommet des dolomies kaki ou de leur équivalent les brèches brunes.

Examinons maintenant les deux hypothèses.

Hypothèse 1 : Les brèches sont liasiques (anté-bathonniennes). Or :

- Les sédiments hyperalumineux qui, dans tous les autres chaînons de Vanoise occidentale soulignent l'émersion liasique, ne sont nulle part présents dans ces chaînons à brèches supra-ladiniennes dolomitiques, ni sur les brèches, ni associées à elles, ni dans les fissures ouvertes remplies de brèches qui d'ailleurs montrent une évolution karstique beaucoup moins poussée que les cavités liasiques (cf. E IV).

- Alors que dans les autres chaînons briançonnais de Vanoise, l'érosion anté-bathonnienne a atteint des niveaux très différents (du Norien à l'Anisien), même à l'intérieur d'un même massif (cf. E III), il faudrait envisager, pour l'ensemble des chaînons à brèches supraladiniennes dolomitiques, que l'érosion liasique ait partout enlevé toutes les formations postérieures au C IV a ; et seulement celles-là dans les chaînons à faible tectonique post-ladinienne, puisque les brèches y sont partout concordantes sur le C IV a.

- Je n'ai jamais reconnu d'éléments postérieurs au Carnien basal (Norien, Rhétien) dans les brèches orangées ou brunes.

- Cependant, aucune tectonique de cette importance (cf. D. IV) n'est connue au Carnien dans les Alpes occidentales.

- De nombreuses brèches à éléments souvent exclusivement triasiques sont maintenant connues dans la région de Briançon, associées à d'importants phénomènes karstiques, et d'âge Lias supérieur à Bathonien localement paléontologiquement démontré (J. MEGARD et al., à paraître).

- Enfin, si cette tectonique est carnienne, aucune trace de l'émersion tectonique liasique n'est visible dans ces massifs (hormis les cavités karstiques, cf. E.IV.3), alors qu'elle est bien visible dans les autres chaînons (cf. E.III).

Hypothèse 2 : Les brèches orangées sont carniennes.

- Cette hypothèse s'accorde avec la concordance fréquente des brèches orangées sur le C IV a (chaînons à faible tectonique post-ladinienne), et avec l'absence de termes postérieurs au C IV a dans ou sous les brèches orangées.

- D'autre part, on sait que le Carnien comprend un ou deux importants horizons d'évaporites (A. BAUD, 1972 ; J. MEGARD, 1972 ; A. BAUD et J. MEGARD, 1975). La présence d'un tel niveau au-dessus des brèches brunes (ou dolomies kaki) expliquerait :

- . l'absence systématique des termes supérieurs de la série, décollés au niveau de cet horizon ;
- . la présence sur le secteur étudié d'écailles briançonnaises à matériel postcarnien décollées de leur substratum.

- Enfin, admettre la présence du Carnien dans le Briançonnais occidental de Vanoise s'accorde bien avec la présence du Norien au Roc du Bourget et dans les séries de type Grande Motte (si celles-ci appartiennent bien à la zone briançonnaise).

Conclusion : Aucun de ces arguments n'est décisif en lui-même. La majorité des arguments de terrain milite pour un âge carnien, alors que les considérations d'ordre plus général sont en faveur d'un âge liasique ou antébathonien. Seule une étude approfondie appuyée sur des comparaisons avec les régions voisines pourra trancher entre ces deux hypothèses. Néanmoins, compte tenu des observations de terrain, mais conscient du caractère arbitraire du choix, j'ai opté dans ce qui suit pour l'hypothèse d'un âge carnien inférieur.

D - III.2. Age des niveaux bréchiques à calcaires noirs

Les arguments sont ici moins probants (absence de traces d'évaporites sus-jacentes), mais le repos constant de cette formation sur les dolomies grises (C III), malgré de faibles érosions locales de celles-ci (Roc de la Pêche), milite en faveur de l'âge Carnien inférieur admis par J. MEGARD et A. BAUD (1977).

D - IV. La tectonique "carnienne"

L'instabilité qui règne au Carnien basal se traduit par de nombreuses et importantes manifestations.

D - IV.1. Dans les séries à brèches à calcaire noir

Relativement faible, l'activité tectonique se traduit cependant par des brèches (où la taille modeste des éléments suggère une position relativement distale par rapport à l'activité tectonique), par l'importance de la fraction pélitique, et par de légères discordances locales (Roc de la Pêche).

D - IV.2. Dans les séries à brèches dolomitiques concordantes

L'instabilité, également assez faible, se manifeste par les brèches dont les éléments anguleux et mal triés évoquent la proximité d'escarpements, par les fragmentations de banc (fig. 9 a), et, au Roc Mugnier, par des plis synsédimentaires décimétriques (fig. 9 b) d'axe assez constant (N 135 à N 145) dans les dolomies kaki (directions actuelles, peu déformées).

D - IV.3. Dans les séries à brèches dolomitiques discordantes

a) Les brèches

- * Stratification. Très irrégulière, la stratification des brèches brunes enveloppe cependant très clairement des paléoreliefs.
- * Nature des éléments.-Forte hétérométrie, éléments anguleux, faible proportion du ciment, présence de mégablocs, sont autant d'indices de la proximité d'escarpements actifs importants lors du dépôt subaérien des brèches orangées.

.-Quant aux brèches brunes, la plus grande importance du ciment, sa nature argilodolomitique et la taille plus réduite des éléments traduisent l'érosion des reliefs déjà attaqués, et un dépôt en milieu aquatique peut-être lagunaire. L'absence (sauf quelques exceptions vers le haut) d'éléments calcaires dans la brèche indique que leur région d'origine n'est pas ce petit massif où le Ladinien calcaire est parfois profondément érodé (cf. infra), mais une région plus élevée où seul le Ladinien supérieur et le Carnien inférieur (S₇ à C IV a) sont érodés. On peut donc supposer que ces brèches se sont déposées sur une paléopente.

b) Les discordances sous les brèches

- * Surfaces : La carte (fig. 10) montre que les brèches peuvent reposer sur tous les termes du Ladinien (S₆ à S₉). Ces discordances peuvent être obser-

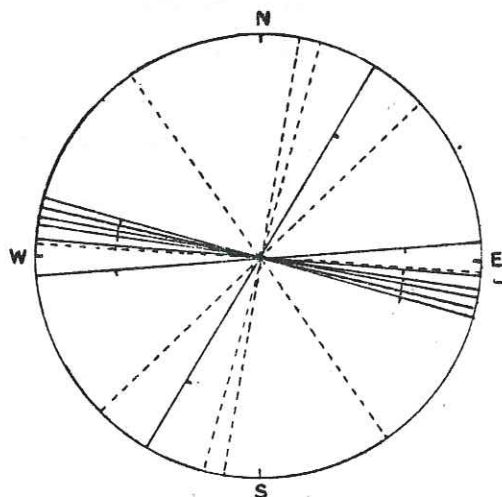
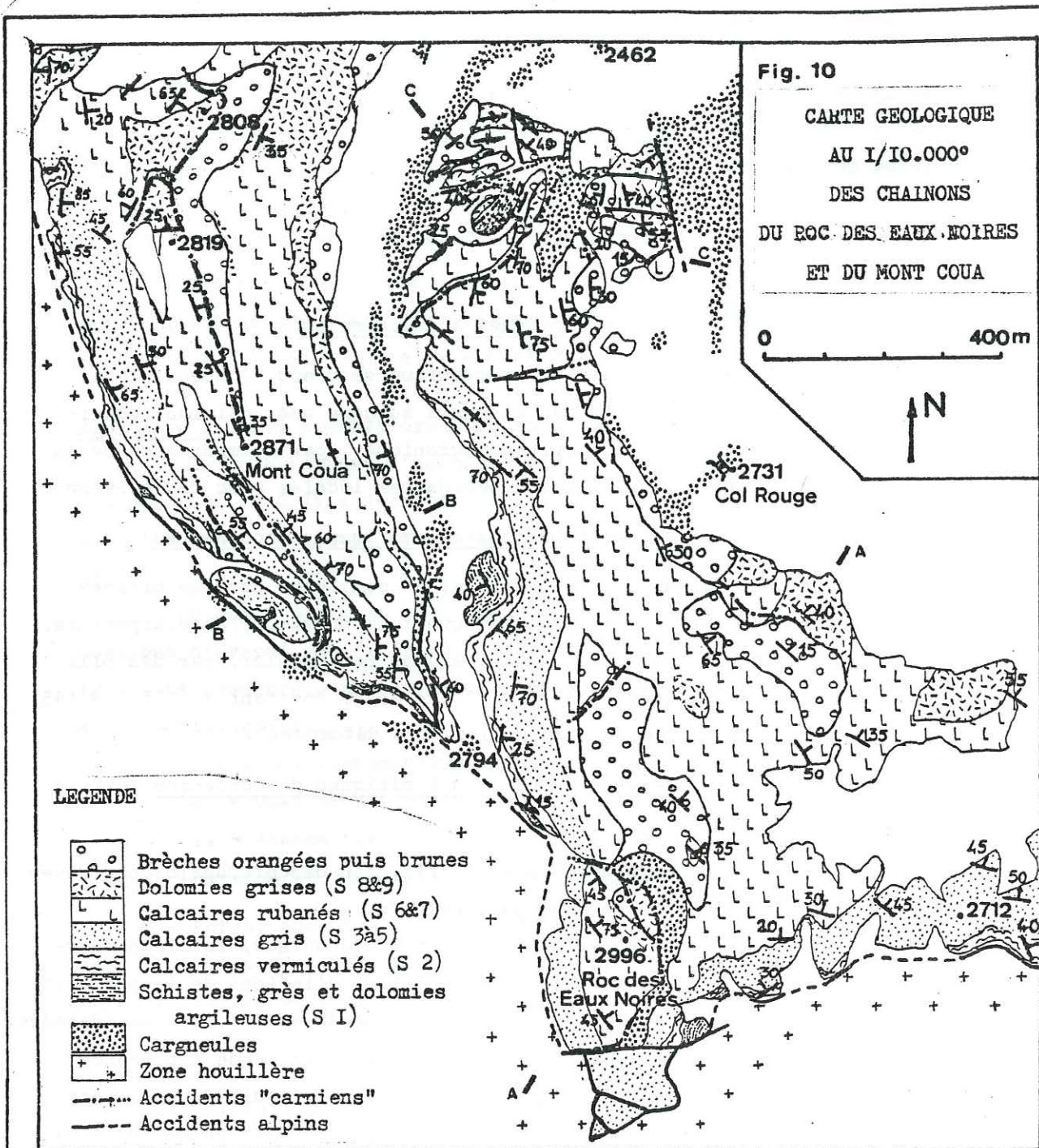


Fig. 11 ESSAI DE RECONSTITUTION DES DIRECTIONS DES ACCIDENTS SYNSEDIMENTAIRES "CARNIENS"

-----: Fentes ouvertes sans jeu visible

—: Failles normales avec pendage du plan

L'extension principale apparaîtrait NNE-SSW. Mais les fentes ouvertes NNE-SSW font envisager un régime des contraintes plus complexe (composante décrochante ??).

vées : - sur des grandes surfaces (0,5 km² en versant N du Roc des Eaux Noires ; 0,25 km² au Mont Coua) et montrent donc l'existence de vastes panneaux basculés ;

- mais aussi sur des blocs décamétriques (Combe de Chanrouge, sommet du Roc des Eaux Noires).

* Valeur des angles : L'angle de la discordance entre les brèches et leur substratum est plus faible sur les grands panneaux (10 à 40°) que sur les blocs plus petits où il peut atteindre, voire dépasser 90°.

* Sens du basculement : Pour les deux grands panneaux décrits (Roc des Eaux Noires et Mont Coua), les brèches brunes se sont déposées sur du Trias moyen à pendage grossièrement Nord-Est. Sur les blocs décamétriques, le sens des basculements est beaucoup plus confus (cf. infra).

* Preuves d'émersion : Les surfaces de discordance sont localement tapissées de microbrèches à éléments centimétriques de même nature que le substratum et dépourvues de ciment ; ou de niveaux centimétriques de meulière ; ou de croûtes siliceuses à microfentes courbes ; ou encore de poches ou lentilles centimétriques d'hématite.

* Intensité de l'érosion et de la surrection : La surface de discordance tronque la série triasique parfois jusqu'à la partie inférieure du C I, soit une érosion, donc une surrection d'environ 300 m pour les grands blocs basculés. Pour les blocs décamétriques, l'érosion est moindre et ne tronque que les niveaux du Ladinien supérieur (S₇ à S₉), soit quelques dizaines de mètres de formation.

c) Les failles et fentes anté-brèches ; 2 exemplars.

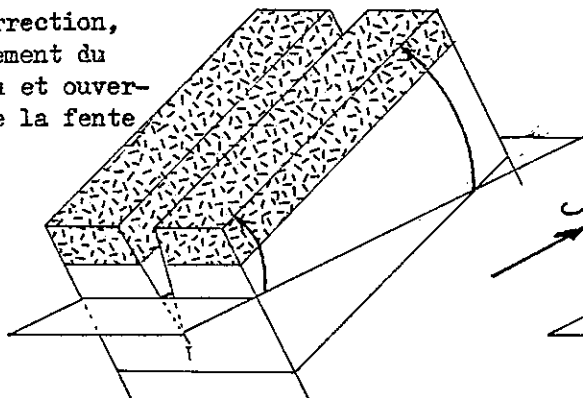
Les failles cachetées par les brèches, et les fentes remplies de brèches sont nombreuses au Roc des Eaux Noires et au Mont Coua.

Exemple 1 : La fente ouverte de l'éperon NNW du Roc des Eaux Noires (fig. 12 a).

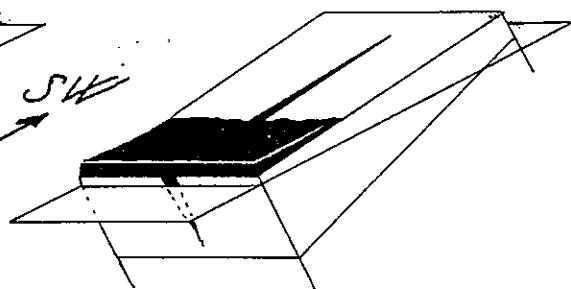
Bien conservée, elle se présente comme une crevasse large de quelques mètres à 10 mètres, ouverte dans les calcaires rubannés, perpendiculairement à la direction de leur pendage et n'ayant pas donné lieu à un décalage visible. Ses épontes sont tapissées de quelques décimètres de brèche orangée (qui manque localement), alors que le centre en est rempli de brèche brune où la stratification n'est plus visible. Sur les lèvres de la crevasse, la surface d'érosion est soulignée par un liseré centimétrique de gravier sans ciment qui remanie les calcaires rubannés et contient ou supporte des poches ou infiltrations d'hématite. Cette surface d'érosion qui tronque jusqu'aux termes inférieurs de la S₆ (ablation de 150 à 200 m de roches), est recouverte par les brèches brunes (souvent enlevées par l'érosion actuelle).

(A) : La fente ouverte de l'éperon NNW du Roc des Eaux noires. (Exemple I, § IV,4,3)

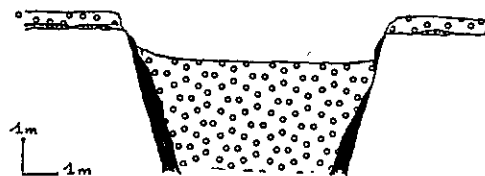
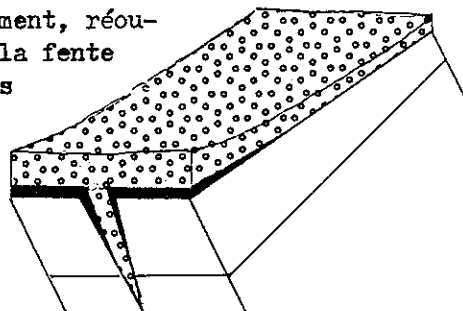
Ia: Surrection,
basculement du
panneau et ouver-
ture de la fente



Ib: Erosion et dépôt subaérien
des brèches orangées



2: Affaissement, réou-
verture de la fente
et dépôt des
brèches
brunes

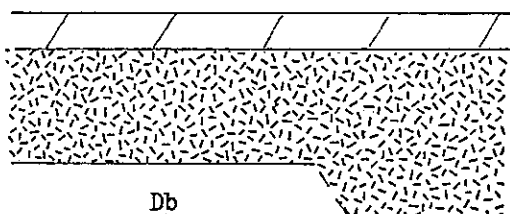


Coupe actuelle à l'affleurement

(Localisation fig.10)

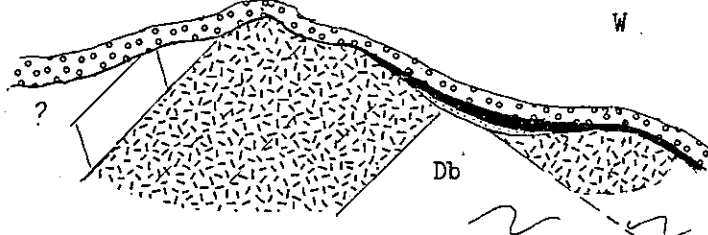
Fig. 12 LA TECTONIQUE "CARNIENNE": FAILLES ET FENTES ANTE-BRECHES.

A la fin du dépôt des dolomies olivâtres



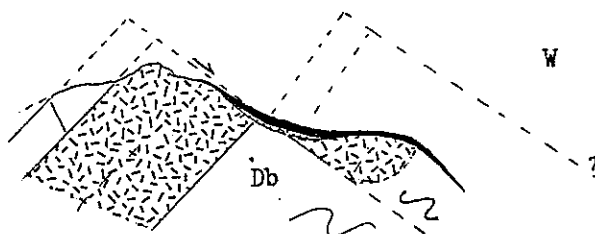
Les "slumps" dans les
dolomies blanches suggèrent que la faille
ait joué à la limite C II/C III, et donc
qu'elle ait un caractère "rhegmaticque".

E



2: Affaissement et dépôt des brèches brunes
(Etat actuel)

E



I: Faille normale, basculement-surrection,
érosion, dépôt des microbrèches monogéni-
ques et des brèches orangées.

(B) : La faille de la butte Est de
la Combe de Chanrouge (Exemple 2,
§IV,4,3)

- Brèches brunes
- Brèches orangées
- Microbrèche monogénique
- Dolomies olivâtres
- Dolomies grises
- Calcaires rubannés
- (Db: Dolomies blanches)

Le double remplissage montre une tectonique biphasée :

- 1) Faible ouverture (métrique) de la crevasse, remplissage de brèche orangée, érosion du substratum (microbrèche résiduelle) et dépôt des lentilles d'hématite, associés à une importante surrection (150 à 200 mètres).
- 2) Réouverture beaucoup plus large (plurimétrique) de la fissure, remplissage par les brèches brunes, et dépôt de ces mêmes brèches sur la surface d'érosion, très probablement liée donc, à l'effondrement du bloc dont l'érosion s'arrête.

Exemple 2 : La faille du bord Est de la combe de Chanrouge (fig. 12).

La face nord de cette butte montre une très belle coupe des dolomies blanches (S₈) au C IV basal (dolomies olivâtres), à raide pendage Est. Cette coupe est obliquement tronquée par une surface à pendage ouest (30°) qui abaisse les dolomies grises à l'ouest, et est recouverte par trois niveaux successifs de brèche :

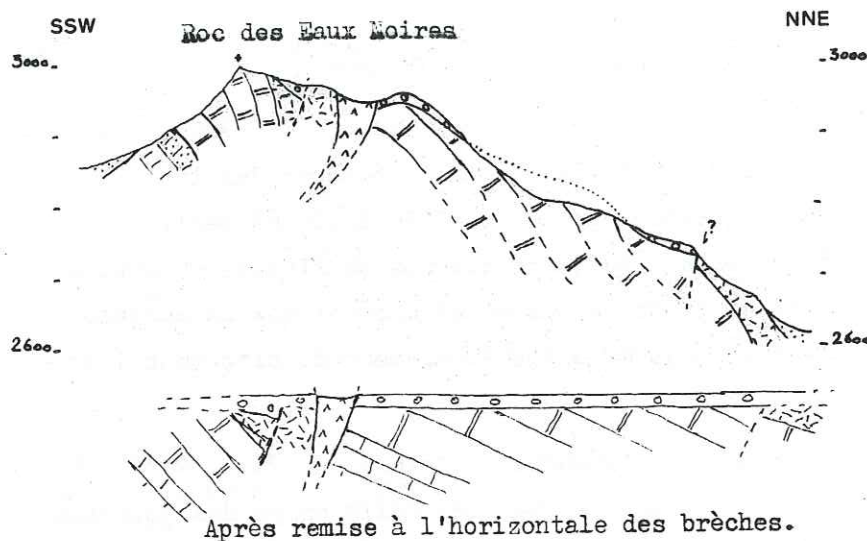
- un faisceau de brèche à éléments anguleux centimétriques de dolomie grise, épais en bas (2 m) et biseauté vers le haut ;
- le niveau de brèche orangée, à blocs de dolomie grise, également biseauté vers le haut ;
- enfin, le niveau de brèche brune à éléments essentiellement carniens, dont la vague stratification enveloppe le paléorelief.

On retrouve ici deux phases tectoniques :

- 1) Postérieurement au dépôt des dolomies olivâtres, une faille normale affecte l'ensemble, dont le miroir (?) est recouvert par les deux premiers niveaux de brèche qui ne se déposent pas sur le relief soumis à l'érosion.
- 2) Dépôt uniforme des brèches brunes, très probablement lié à un effondrement (reprise de sédimentation, dépôt aquatique (?) des brèches brunes), et qui cachètent l'ensemble.

On notera de plus que c'est à proximité immédiate de cette faille qu'ont été relevés plusieurs slumps pluridécimétriques à plurimétriques dans les dolomies blanches (S₇) (cf. C III 2), que ravinent et sur lesquelles reposent en discordance les dolomies grises (S₈) du compartiment effondré. On peut donc supposer que cette faille avait déjà joué, lors du dépôt de la S₇ et donc qu'elle a un caractère perenne qui laisse penser qu'elle pourrait avoir son origine dans le socle.

Fig. 13 LES BLOCS BASCULES "CARNIENS" DANS LA REGION DU MONT-COUA.
(Localisation des coupes sur la figure)



A

Coupe NNE-SSW du Roc des Eaux Noires.

Legende commune :

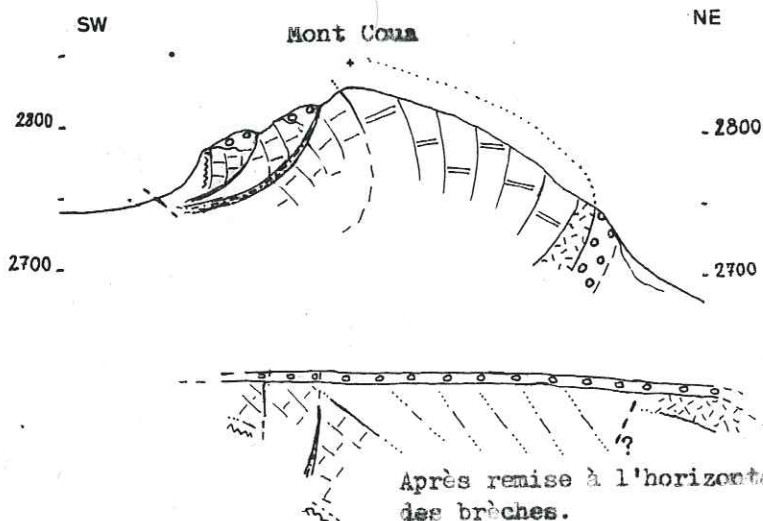
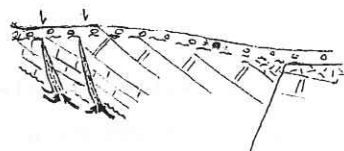
C I : : S₁, : S₂,
 : S_{3à5}, : C II (S_{6&7}),
 : C III (S_{8&9}), : C IV?
 : Cargneules.

Pour chaque coupe, on a représenté l'aspect de l'affleurement après remise à l'horizontale (arbitrairement) des brèches.

B Coupe NE-SW dans l'arête SE du Mont Coua.

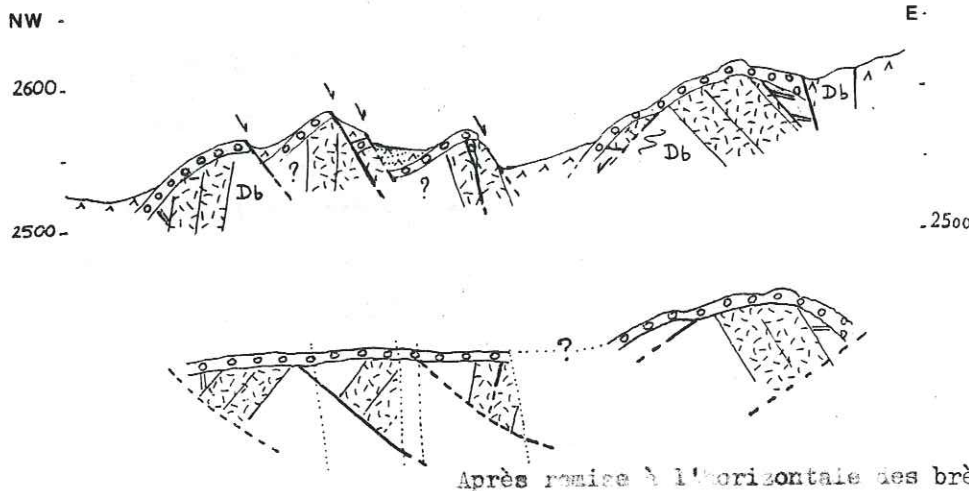
Injection de schistes bruns et/ou de cargneules de la S₁ de l'Anisien inférieur.

Reconstitutions possibles



C Coupe dans les petits blocs basculés de la Combe de Chanrouge.

La disposition (fortes discordances, failles peu inclinées) peut s'expliquer par une très forte extension (Colletta et Angelier 1982), ou par la présence du niveau de décollement de base (S₁ du C I), les blocs étant alors fauchés comme des quilles à ce niveau.



Les déformations alpines ne permettent pas de choisir entre les 2 reconstitutions possibles.

* Importance des accidents anté-brèches : Les fentes à remplissage de brèches peuvent affecter jusqu'à la S_3 (Anisien), c'est à dire qu'elles traversent 250 à 300 mètres de série (Mollaret, Mont Coua). Au Mont Coua, (versant SW), des brèches orangées reposent même sur la partie supérieure de la S_2 partiellement dolomitisée au contact, à la faveur d'une faille dont le rejet apparaît de ce fait être de l'ordre de la centaine de mètres.

Cette dolomitisation partielle de la S_2 impliquerait, selon l'hypothèse DORAG (B.B. HANSHAW et al., 1971 ; R.J. DUNHAM et al., 1980) un mélange d'eau douce et d'eau de mer à ce niveau, c'est à dire que S_2 se trouverait au niveau de la mer, et donc que la surrection atteindrait à cet endroit 250 à 300 m.

* Direction et jeu des accidents anté-brèches : notons d'abord que les directions indiquées sont reconstituées par dépliage des structures alpines. La complexité de celles-ci rendent les directions très approximatives.

- Les accidents anté-brèches orangées ont une direction dominante sub-parallèle aux axes des plis P_2 (fig.10), dont nous verrons (III° partie, B.II.2) qu'ils sont originellement WNW-ESE. Les coupes indiquent pour les séries à l'endroit, un pendage des plans de failles vers le SSW (fig. 13).

L'extension apparaît donc NNE-SSW (fig.11). Mais d'autres accidents (essentiellement des fentes ouvertes), de direction subperpendiculaire pourraient indiquer que le régime des contraintes était plus complexe (composante décrochante ?).

- Les accidents anté-brèches brunes réutilisent le plus souvent les failles et fentes précédentes. Les quelques nouvelles structures ne permettent pas d'interprétation précise.

- Quoi qu'il en soit, la structure, telle qu'elle peut être reconstituée après dépliage des structures alpines est celle de blocs basculés pentés au NNE et levant le nez vers le SSW. L'importance des érosions suggère que le substratum siliceux était localement porté à l'érosion.

d) Les failles postérieures aux brèches brunes

Postérieurement au dépôt des brèches brunes, de nouvelles failles découpent le petit massif de la combe de Chanrouge en une série de blocs basculés décamétriques, entre lesquels se déposent les microbrèches à matrice de cargneules (fig. 13).

La présence de ces dépôts supposés sédimentaires (?) dans les demi-grabens me fait envisager que ces failles soient "carniennes", sans cependant exclure l'hypothèse d'un âge alpin.

Les directions de ces accidents semblent assez régulièrement NE-SW, et leur jeu effondre constamment les compartiments SE. On peut rattacher à cette génération d'accidents, la crevasse remplie de cargneules de l'arête N du Roc des Eaux Noires, ainsi que l'accident qui ceinture le sommet même du Roc des Eaux Noires, ce dernier étant probablement polyphasé (discordance des brèches brunes juste sous le sommet).

D - V. Conclusion

* L'étude des "brèches supra-ladiniennes" m'a conduit à les considérer comme très probablement carniennes, et autrefois surmontées par un horizon évaporitique, qui expliquerait les troncatures sommitales observées dans ces séries.

* La "crise carnienne" se traduit partout par l'apparition de brèches. Au Roc des Eaux Noires et au Mont Coua, on a montré l'existence d'une importante tectonique cassante dans laquelle on a pu distinguer trois phases successives :

1. Basculement, surrection et érosion ;
2. effondrement et dépôt des brèches brunes ;
3. nouveaux systèmes d'accidents (? ?).

* Le caractère de la déformation est incontestablement distensif (fentes ouvertes, failles normales, basculement de blocs en escalier, ...), l'extension étant grossièrement NNE-SSW (pour autant que les massifs n'aient pas subi de rotations alpines).

* Ailleurs en Vanoise, des phénomènes comparables ont été signalés à Tête Noire (sud du col de Chavières, G. DETRAZ 1984) et à l'Aiguille de Bacque (Vanoise septentrionale, B. BROUDOUX, thèse Lille en préparation). Malgré ces affleurements, la déformation semble localisée à des zones restreintes, préservant de nombreux massifs (Roc Mugnier, Petit Val, Chapelets, Vallaisonnay ?). Ceci laisse supposer que ces manifestations sont en relation, non pas avec une tectonique de couverture, mais avec des jeux de blocs de socle à la limite desquels se serait localisée la déformation.

* Dans les Alpes occidentales, le Carnien est depuis longtemps connu comme une période d'instabilité (J. MEGARD, 1972), interprétée comme un "rifting avorté" (M. BOURBON et al. 1976, P.C. DE GRACIANSKY et al. 1979). Mais les affleurements où cette tectonique est clairement lisible restent

rare. Dans la région de Guillestre, J.C. BARFETY et al. (1972) ont décrit à Cugulet un affleurement montrant le même genre de phénomènes qu'au Roc des Eaux Noires. Mais, cette interprétation est actuellement contestée (J. MEGARD et A. BAUD, com. pers.). Les affleurements de Vanoise seraient alors les uniques témoins de cette tectonique supposée carnienne, dans les Alpes occidentales, si toutefois cet âge est confirmé...

E - L'ÉMERSION DU BRIANÇONNAIS DE VANOISE OCCIDENTALE

E - I. Introduction

L'émerision liasique a été reconnue depuis longtemps comme un des traits majeurs de l'histoire du domaine briançonnais. Comme dans les régions voisines, elle s'est traduite en Vanoise occidentale par une lacune, d'importantes érosions et des phénomènes karstiques.

E - II. Age de l'émerision

a) Sur le terrain étudié, le dernier terme préservé sous le "Dogger à Mytilus" est le Carnien inférieur dont on a vu qu'il a probablement supporté au moins localement des termes évaporitiques Carnien moyen. L'âge de l'émerision (post-carnienne) ne peut donc être précisé à partir du terrain étudié, et on doit, pour ce faire, se tourner vers d'autres régions.

b) Ailleurs en Vanoise, le "Dogger" du Roc du Bourget repose sur des dolomies claires attribuées au Norien (J. MEGARD et A. BAUD, 1977), et dans la nappe de la Grande Motte, la série se prolonge, au dessus du Norien, par le Rhétien, le Sinémurien et le puissant "Lias prépiémontais", attribué au Lias moyen et supérieur. L'apparition de brèches et microbrèches à la base de cette dernière formation a conduit F. ELLENBERGER (1958, p. 278) à situer l'émerision du domaine briançonnais au début du Lias moyen, bien que la présence d'oxyde de fer dans les niveaux du Lias inférieur lui ait fait soupçonner une émerision possible plus précoce (F. ELLENBERGER, 1958, p. 273).

c) Dans les Préalpes, les études les plus récentes (M. SEPTFONTAINE, 1979 ; A. BAUD et M. SEPTFONTAINE, 1980) placent l'émerision du domaine briançonnais vers la fin du Lias moyen (fin du Domérien).

d) Dans la région de Briançon, l'émerision semble avoir eu lieu au Lias moyen à supérieur (P.C. DE GRACIANSKY et al. 1979).

e) Des études récentes indiquent dans les zones piémontaise (T. DUMONT, 1983) et dauphinoise (P. BARON, 1981) d'importantes manifestations tectoniques distensives (basculements, écroulements, glissements) à la limite Hettangien-Sinémurien pouvant se prolonger jusqu'au Toarcien (J.C. BARFETY et al. 1979 ; M. LEMOINE, 1982).

f) Conclusion : L'âge de l'émergence ne peut être précisé par l'étude de mon terrain, mais par comparaison avec les régions voisines, on peut supposer qu'elle a eu lieu vers le Lias moyen.

E - III. La tectonique anté-bathonienne

La transgression du "Dogger à Mytilus" scelle un certain nombre de manifestations tectoniques qui, affectant l'ensemble du Trias, sont très probablement en relation avec l'émergence liasique du domaine briançonnais.

E - III.1. Les discordances

a) Discordances cartographiques

Elles sont nombreuses :

- Au Roc de la Pêche, le "Dogger" repose sur le Carnien inférieur au sud et sur le Ladinien inférieur au nord. Il s'est donc déposé sur du Trias à pendage apparent sud (approximativement, compte tenu des obliquités possibles à la coupe donnée par la topographie), avec une différence d'érosion d'un bout à l'autre du chaînon, d'environ 250 m.

- Même remarque pour le chaînon Roc de la Vallette - Petit Marchet où la différence d'érosion du sud au nord atteint 300 m.

Or, ces chaînons sont en fait des parties de flanc inverse d'un plis couché d'axe E - W. Il faut donc considérer que l'érosion augmente vers le sud.

- Cependant, à l'Aiguille du Fruit (série à l'endroit), l'érosion augmente vers le nord et la différence d'érosion atteint 100 à 150 m.

- Enfin, du Grand Marchet (partie Est) à l'Arcelin (en allant donc vers l'Est), l'érosion augmente d'environ 150 m (pendage ouest du Trias avant la transgression du Dogger).

On peut donc noter, à partir de ces exemples, d'une part que l'importance de l'érosion augmente généralement vers le sud (sauf à l'Aiguille du Fruit) et vers l'Est, et d'autre part que la surface d'érosion tronque des couches à pendage régulier, sans plis visibles, indiquant une disposition en vastes panneaux basculés sans trace de déformation plicative, sauf peut être au Roc du Tambour, où l'angle de la discordance anté-Dogger semble augmenter vers le nord apparent (sud réel), en évoquant une flexure.

b) Discordances angulaires

En certains endroits, des discordances angulaires sont mises en évidence par les pendages atteignant 10° (sommet Est du Grand Marchet), 20° (col du Tambour) ou même 30° (versant Est de Roche Nue).

E - III.2. Les failles anté-bathonniennes

Peu d'entre elles sont certaines, néanmoins :

- En versant Est de Roche Nue, une faille, scellée par le "Dogger à Mytilus", décale d'une cinquantaine de mètres les niveaux supérieurs du Trias (C III et C IV au moins). Quelques autres failles sont probables dans ce chafnon, de rejet comparable, mais non visibles directement.

- Au Grand Marchet (versant sud), une faille, masquée par les éboulis, produit un décalage d'environ 300 mètres entre la partie ouest où ne subsiste sous le "Dogger" qu'une trentaine de mètres de C II, et la partie Est où le Carnien inférieur (C IV) est préservé.

E - III.3. La surrection

Les discordances cartographiques sont également sensibles à l'échelle de la Vanoise occidentale tout entière. L'érosion y a en effet enlevé tout ou partie du Trias. On considère dans ce qui suit que la hauteur de sédiment érodé est au minimum égale à la surrection subie.

De la cartographie, il ressort que la surrection n'a pas été uniforme, certains massifs ayant été plus érodés que d'autres. Sur mon terrain, l'érosion a atteint localement l'Anisien (Ecaille du col du Mône).

Or, on sait que le Carnien inférieur s'est déposé sur le domaine briançonnais de Vanoise occidentale. En tenant compte de l'épaisseur du Trias absent, l'érosion aurait enlevé par exemple 400 m de sédiment au col du Mône. Mais, l'uniformité du Trias briançonnais (A. BAUD et J. MEGARD, 1975) et la présence locale de Norien (Roc du Bourget) ou du Rhétien (nappe de la Grande Motte), fait admettre comme très probable le dépôt des formations du Trias supérieur du domaine briançonnais de Vanoise, soit environ 500 m de sédiment, par comparaison avec le Briançonnais et les Préalpes (A. BAUD et J. MEGARD, 1975). L'érosion, donc la surrection, atteindrait alors 100 ou 200 mètres au Roc du Bourget, 500 mètres au Roc de la Pêche, et 900 mètres à l'écaille du col du Mône, valeurs comparables à celles proposées en certains endroits des Préalpes (A. BAUD et H. MASSON, 1975).

E - III.4. Conclusion sur la tectonique anté-bathonienne

L'émergence du domaine briançonnais de Vanoise occidentale au Lias moyen est due à une crise tectonique importante. L'absence de plis et le dispositif en blocs basculés militent en faveur d'une tectonique cassante distensive, abondamment prouvée dans les régions voisines (M. BOURBON et P.C. de GRACIANSKI, 1975 ; A. BAUD et H. MASSON, 1975).

L'organisation paléogéographique qui en résulte implique des érosions importantes des régions apparemment situées vers le Sud-Est du domaine, indiquant une surrection pouvant atteindre un millier de mètres.

E - IV. Les karsts anté-bathoniens

Les paléomorphologies karstiques sont une autre conséquence de l'émergence anté-bathonienne du domaine briançonnais de Vanoise.

E - IV.1. Nature des cavités karstiques

On trouve, sur le terrain étudié, différents types de cavités (d'après A. BAUD et al., 1979).

- . Des poches atectoniques, à contours nets et arrondis, de dimension variable (décimétrique à métrique), sans relations visibles avec des fractures ou diaclases (versant NE de l'aiguille du Fruit, Aiguille du Rateau, versants N et NW du Roc des Eaux Noires).

- . Des poches complexes (fig.14,17) à contours nets, arrondis, d'où partent des conduits (arrondis ou elliptiques) ou des fentes. Ces cavités sont très probablement situées à des intersections de paléofractures, plus ou moins recreusées (Signal du Mône, éperon NW).

- . Des sills karstiques, parallèles à la stratification, parfois épais et de toute façon assez larges car se suivant bien sur des versants même accidentés (versant SSW de l'aiguille du Rateau; versant S du Grand Marchet, sommet Est).

- . Des filons karstiques, souvent associés à des poches simples (creusements locaux d'une fracture), obliques à la stratification, à contours parfois arrondis (Ecaille du Sècheron).

E - IV.2. Répartition des cavités karstiques

Le relevé et la localisation des poches karstiques à creusement vadose susceptible de préciser le paléorelief du domaine briançonnais n'a pas été fait. On peut cependant remarquer que la densité et la profondeur des karsts

sont grosso-modo, comme dans les Préalpes (A. BAUD et al., 1979), d'autant plus importantes que l'érosion a été plus active. En effet : les massifs du Rateau, du Sêcheron et, dans une moindre mesure, du Roc Merlet, sont riches en cavités (filons, poches, sills) qui pénètrent jusqu'à 100 mètres sous la surface de transgression jurassique, alors qu'elles sont absentes dans la partie sud du Roc de la Pêche (Carnien préservé) et rares dans la partie centrale de l'aiguille du Fruit (200 m de Ladinien préservés).

Cependant, il semble que les karsts soient peu développés dans certaines séries très érodées (écaille du col du Mône), et, inversement, ils sont très importants dans d'autres séries peu érodées (Petite Val et surtout Roc des Eaux Noires, témoignant peut-être d'une émergence prolongée (cf. infra).

E - IV.3. Nature et âge des remplissages karstiques

Les cavités karstiques peuvent être remplies par plusieurs sortes de sédiments.

a) Des doloarénites fines et bien triées qui peuvent contenir des fragments de la roche encaissante (terminaison nord de la crête du Plan Mugnier, aiguille du Rateau) et de l'oxyde de fer, parfois en amas centimétriques (Rateau). L'aspect des sables rappelle celui du ciment des brèches de failles du Carnien, et ils pourraient donc dériver de broyages le long d'accidents.

b) Des chloritites (Aiguille du Rateau), anciennes argiles, dont la structure sédimentaire contournée montre qu'elles se sont mises en place brutalement, et qui peuvent contenir des éléments de calcaires orangés.

L'âge de ces deux types de remplissage est inconnu, mais, se trouvant dans les parties profondes des karsts ; sous les bauxites, leur mise en place est antérieure à l'arrivée de ces dernières.

c) Le plus souvent, le remplissage est constitué de sédiments hyperalumineux qui peuvent être abondamment pollués de carbonates là où la transgression jurassique est précoce et les remanie (Aiguille du Fruit).

Le remplissage est alors contemporain de la mise en place des "bauxites" dont on verra qu'elle est probablement bajocien supérieur (cf. infra).

d) Les remplissages des poches karstiques du Roc des Eaux Noires constituent un cas particulier (fig. 14).

Les poches, creusées dans les calcaires rubannés (C II), y sont de deux types :

- . Poches complexes, métriques ou plurimétriques, toujours très arrondies, dans lesquelles le remplissage, massif, est constitué de calcaires gris mêlés d'argile ou marnes jaunâtres. Les conduits arrondis peuvent être tapissés d'enduits hématitiques.

L'absence apparente de dolomitisation des épontes suggère un creusement vadose ; d'autre part la taille et la forme très arrondie des poches (fig. 14 a) font supposer que le karst a subi une longue évolution. Mais aucun indice direct ne permet de dater le remplissage.

- . Poches atectoniques, décimétriques à pluridécimétriques, dont le remplissage est constitué d'une accumulation de microséquences centimétriques de calcaires gris, parfois détritiques, se terminant par un minéraux silteux dolomitique jaune. L'aspect extérieur de ces remplissages est identique à celui des remplissages décrits dans les Préalpes par A. BAUD et H. MASSON (1975) et attribué par eux au Lias moyen à supérieur, ou au Dogger inférieur.

En surface polie et au microscope, le calcaire, gris clair, contient divers éléments figurés parmi lesquels : des petits crinoïdes pentagonaux, des monocristaux polygonaux de calcite, de petites sections rondes de calcite blanche (radioles d'oursins ?), de tout petits granules calcitiques noirs (anciens grains ?). En un endroit au moins, le sommet d'une microséquence contient de l'argilite (phyllites) d'aspect microscopique identique à la matrice des sédiments argilo-bauxitiques de la base du Dogger.

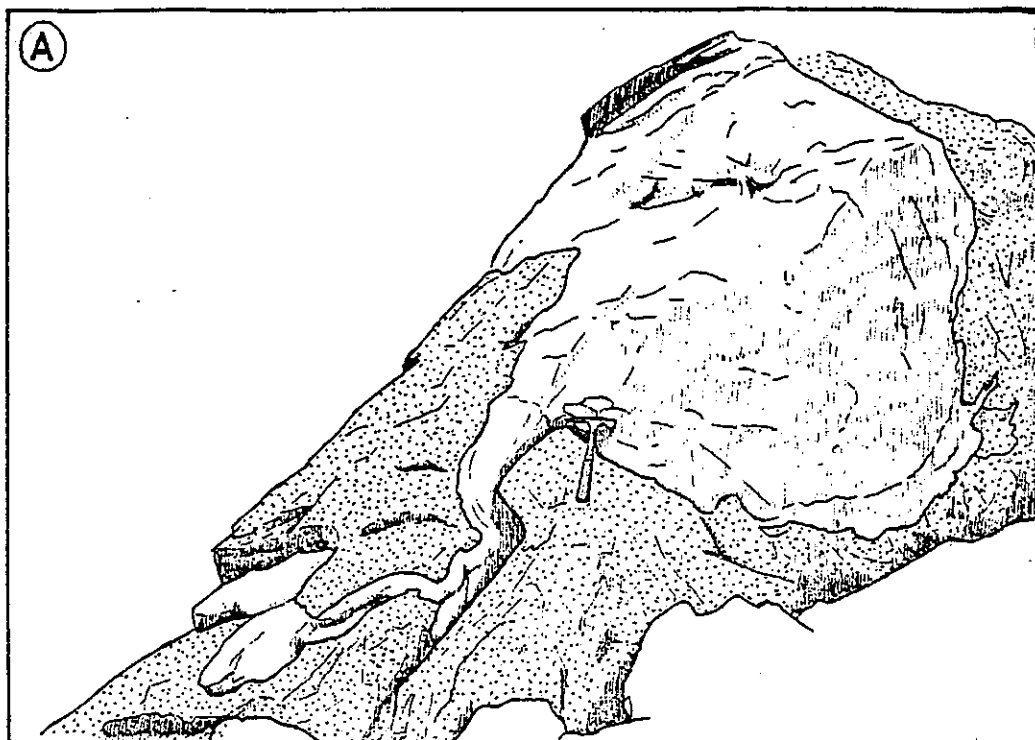
Or, ce faciès de calcaire gris à échinides est très semblable à celui qu'on rencontrera à la base du "Malm" de Vanoise (faciès à échinides, cf. F.VI.3.c). L'âge de ces remplissages prête donc à discussion et semble pouvoir être attribué soit au Lias moyen à supérieur ou Dogger inférieur (A. BAUD et H. MASSON, 1975), soit, à mon avis au Jurassique moyen et plus précisément au Callovien (âge probable des calcaires clairs massifs à échinides, cf. § F-VI.3.c et F. VIII).

Quoiqu'il en soit, les microséquences peuvent présenter tout ou partie des figures sédimentaires suivantes : (fig. 14 b et c)

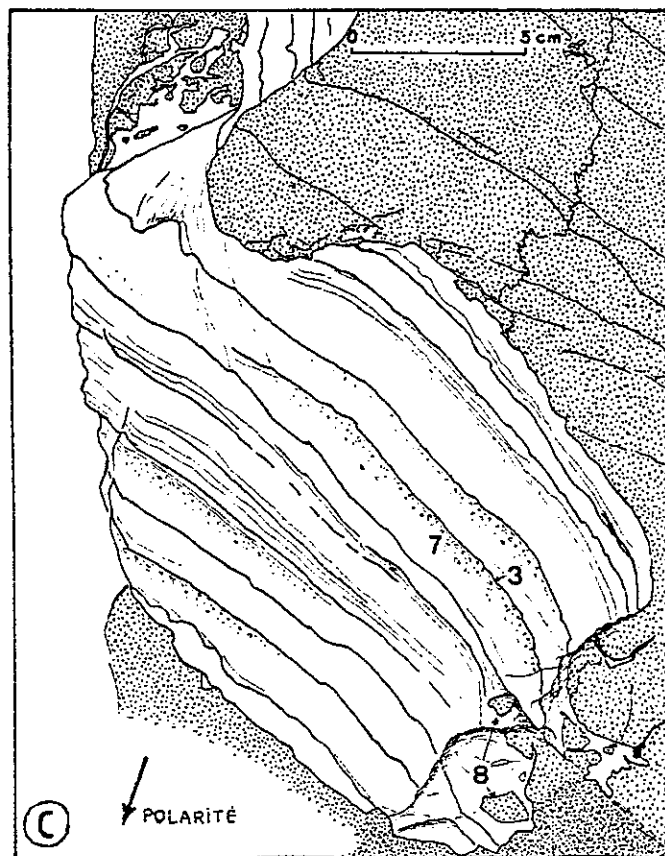
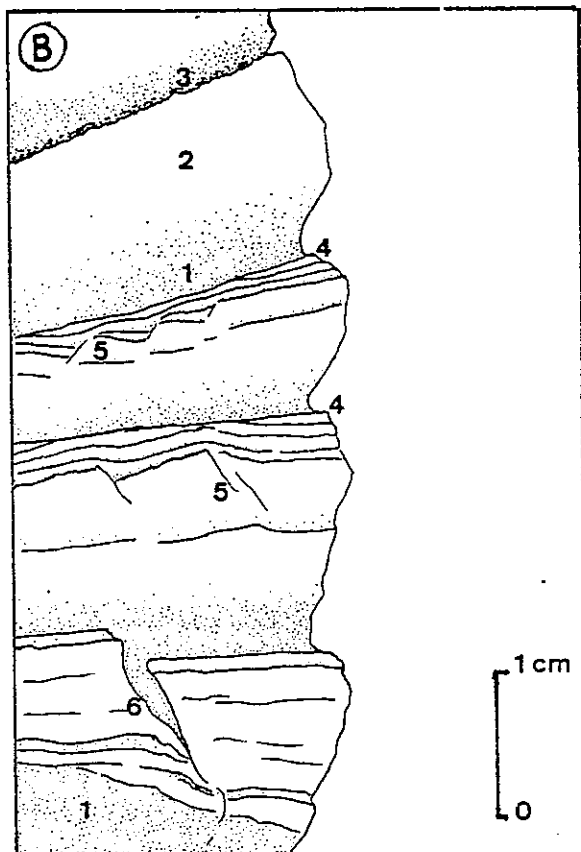
fig. 14 Cavités et remplissages karstiques du Roc des Eaux Noires.

A: Poche karstique complexe remplie de calcaire gris à passées argileuses jaunes d'âge inconnu. (Combe de Chanrouge)

B et C: Remplissages microséquencés attribuables au Callovien. (Roc des Eaux Noires et Combe de Chanrouge)



Les séquences sont constituées de calcaire gris à échinodermes (1) et de dolomie jaune fine (2), et peuvent présenter des microravinements (3), des érosions (4), des microfailles normales de tassement (5), des failles ouvertes à jeu normal (6), des basculements (fig. B), des granoclassements (7), des galets d'encaissant (8),



- Des légers basculements progressifs des microséquences les unes par rapport aux autres (pouvant atteindre 30° en 10 cm) ;
- des microravinements entre les séquences ;
- une disposition concave des séquences à l'intérieur de la poche (concavité vers le haut) ;
- des granoclassements normaux quand le calcaire est détritique ;
- des microfailles normales de tassement et (rarement) des fentes ouvertes synsédimentaires ;
- des galets subanguleux à subarrondis d'encaissant près des épontes ;
- en un endroit, une trace de glissement normal enregistré par le silt dolomitique jaune non encore induré (stries mécaniques avec bourrelet).

Ces figures sont caractéristiques de la sédimentation en milieu karstique (A. BAUD com. pers.). Le remplissage séquencé serait donc le témoin de l'enfoncement de régions karstifiées dont les cavités sont progressivement remplies (séquence après séquence) de sédiments marins.

Dans l'hypothèse d'un âge callovien du remplissage, la reprise de sédimentation serait plus tardive qu'ailleurs en briançonnais occidental, mais correspondrait à peu près à l'époque de l'immersion générale de la zone briançonnaise.

E - V. Conclusions

Vers le Lias moyen, le domaine briançonnais de Vanoise émerge à la faveur d'une importante crise tectonique cassante, distensive, qui a pour effet une surrection importante (quelques centaines à environ un millier de mètres) de l'ensemble du domaine. Cet épisode se traduit par des failles, des basculements, des érosions, et le développement d'un karst dont les remplissages, de nature et probablement d'âge différents selon les massifs, indiquent des modalités régionales différentes de la reprise de sédimentation.

F - LA TRANSGRESSION JURASSIQUE - LE "DOGGER" ET LE "MALM"

F - I. Introduction

M. GIGNOUX admit en 1923 l'existence du Dogger à Mytilus en Vanoise, sans pourtant la démontrer. C'est en y découvrant des fossiles en 1948 au Signal du Mône, que F. ELLENBERGER jette les bases certaines d'une nouvelle échelle stratigraphique (F. ELLENBERGER, 1948, 1950), où la présence du Jurassique est confirmée.

Dans son mémoire, F. ELLENBERGER (1958, p. 283 et 291) distingue dans le Jurassique de Vanoise les termes suivants (de bas en haut) :

- a) Couches continentales ou limniques de base, banc à chloritoïde, schistes noirs à minéraux (Bathonien inférieur).
- b) Schistes dolomitiques à pectens et échinides et lits calcaro-dolomitiques (Bathonien moyen).
- c) Calcaires noirs fétides (Bathonien supérieur et Callovien inférieur?).
- d) Les calcaires clairs massifs du "Malm" (qui débuteraient au Callovien moyen (?)).

L'étude lithostratigraphique du Jurassique que j'ai effectuée avait 3 buts :

- Préciser les modalités de la transgression jurassique sur cette région de l'"île" briançonnaise ;
- Essayer d'esquisser, à l'aide des termes bien différenciés qu'on y rencontre, la paléogéographie du domaine au moment de la transgression ;
- Tenter des corrélations avec le Jurassique des régions voisines : Briançonnais classique et Préalpes.

Dans la suite, on adoptera les subdivisions suivantes (de bas en haut) :

- . Les carbonates continentaux ;
- . le détritisme quartzeux et/ou alumineux (a. de F. ELLENBERGER) ;
- . les plaquettes calcaires dolomitiques (b. de F. ELLENBERGER) ;
- . les calcaires lités noirs (c. de F. ELLENBERGER) ;
- . les calcaires massifs à éléments figurés (d. pro-parte de F. ELLENBERGER) ;
- . les calcaires massifs clairs et homogènes (d. pro-parte de F. ELLENBERGER).

Fig. 15 LEGENDE DES COUPES DU JURASSIQUE

	Conglomérat		Ravinement
	Dolomie		Cavités (birds-eyes)
	Crête calcaire		Fentes de dessiccation
	Bauxite		Glissement ("slumps")
	Schistes non calcaires		Paléosol
	Schiste gréseux		Traces de racines (pédotubules)
	Grès et conglomérat quartzeux		Encroûtement organique
	Niveaux sableux charbonneux		Oncolithes
	Calcaire dolomitique		Débris d'oursins
	Marne ou calcaire argileux		Entroques
	Calcaire lité		Foraminifères
	Calcaire massif		Gastéropodes
	Id., à éléments figurés		Brachiopodes
	Faciès noduleux		Ostréidés
	Zones siliceuses blanches		Pectinidés
	Faciès "Guillestre"		Polypiers
	Intraclastes		Bryozoaires
	Extraclastes		Dents de poisson
	Passées sableuses		Lamellibranches sl
	Microbrèche		Bioclastes
			Croûte ou nodule ferrifère
			Traces charbonneuses

F - II. La sédimentation continentale carbonatée

Localement, on trouve au contact du Trias et précédant tous les dépôts du "Dogger à Mytilus", un niveau souvent très mince (0 à 5 m) de roches carbonatées à faciès variable.

F - II.1. Les calcrêtes

En versant NNE de l'Aiguille du Fruit, on trouve, au contact des calcaires rubannés, un très mince niveau calcaire orangé (décimétrique) qui peut présenter 2 faciès principaux.

- Une croûte calcaire minéralisée, très dense, de couleur brun-rouille dans laquelle :

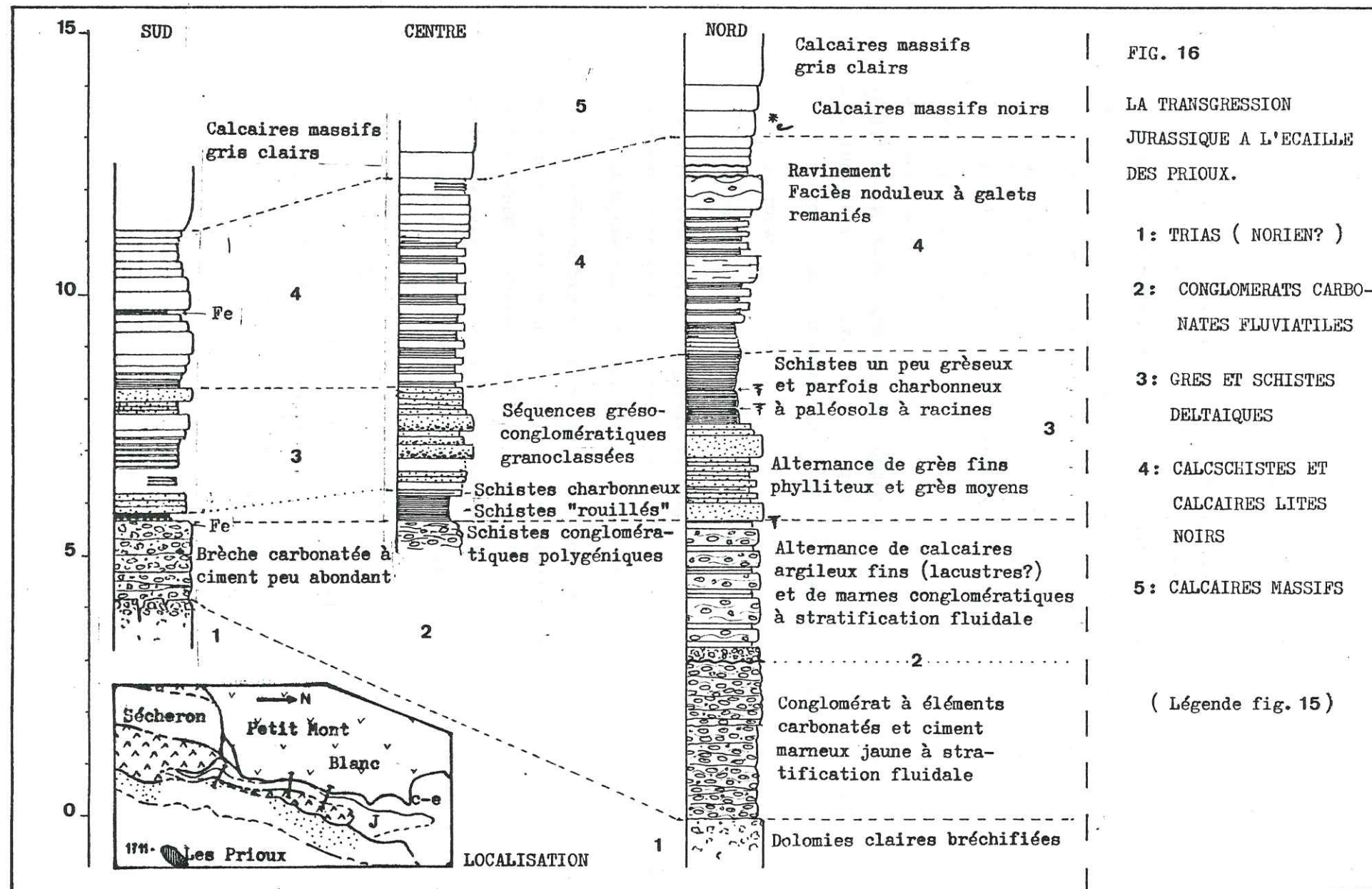
- . des fissures sont enduites de concrétions de calcite teintée et zonée d'oxydes métalliques, indiquant une diagénèse aérienne ;
- . on observe de nombreuses cavités aplaties, à concavité tournée vers le haut ;
- . on trouve des fragments de carbonates bruns riches en oxydes métalliques ;
- . la structure microscopique montre des microalvéoles à paroi d'opaques et contenu de calcite orange.

- Un mince niveau de brèche orange vif à surface plus ou moins meulière, à ciment de calcite ou de dolomite et éléments micritiques oranges.

Ces niveaux de type calcrête (qui existent également à la base du Dogger du Roc de la Vallette) se sont formés en milieu aérien, bien drainé, donc probablement sur de légers reliefs.

F - II.2. Les conglomérats calcaires

L'écaille des Prioux, constituée de formations post-triasiques, est située en versant Est du Petit Mont Blanc. Dans sa partie nord, le "Dogger à Mytilus" repose sur des dolomies claires à pâte fine, à quelques rétro-morphoses de cristaux de gypse et contenant des éléments de dolomie gris sombre et de dolomie blanche à laminations algaires. Cette formation dolomitique, tronquée quelques mètres au-dessous, au niveau d'un épais amas de cargneule, n'est attribuable à aucun terme du Trias moyen briançonnais, mais ressemble aux dolomies bréchifiées du Roc du Bourget attribuées au Norien. Le passage des dolomies claires aux formations continentales du Dogger apparaît progressif.



a) Lithologie

La partie inférieure du niveau carbonaté de base est constituée de bancs à nodules de calcaires gris entourés de lits argilo-calcaires jaunes, et contenant des éléments anguleux infradécimétriques de dolomie blanche ; passant à un conglomérat franc dans lequel les éléments centi- à décimétriques sont polygéniques (calcaires et dolomies variés), anguleux ou arrondis. Le lien à joints de stratification onduleux est constitué de calcaire argileux jaune ou orangé, augmentant nettement en proportion vers le haut. Les différents bancs sont souvent ravinants et légèrement discordants les uns sur les autres.

La partie supérieure, qui ravine le terme inférieur, débute par une brèche à éléments anguleux à subanguleux infradécimétriques de dolomie gris-crème à brune associés à quelques fragments calcaires. Puis vient une alternance de bancs (10 à 30 cm) de calcaires argileux à éléments anguleux de dolomie jaune ou brune, et de calcaires noirs argileux en bancs plus minces.

Tous ces niveaux portent les traces (stratification fluidale, discordances et ravinements, gros éléments souvent arrondis) d'un hydrodynamisme fort à la base, mais plus faible en haut.

Ce terme diminue fortement d'épaisseur vers le sud (fig. 16).

b) Interprétation

Le fort hydrodynamisme, ainsi que les variations rapides d'épaisseur me font interpréter ces niveaux comme des dépôts fluviatiles dans lesquels la taille et le nombre des éléments diminuent vers le haut, en même temps que la proportion de calcaire augmente (indiquant une diminution du dynamisme, et de l'apport détritique).

F - II.3. Des paléosols hydromorphes

a) Lithologie

Au Roc de la Pêche, à l'aplomb du Pont de la Pêche, les carbonates continentaux reposent sur les dolomies grises inférieures (Sg) du C III du Trias moyen, en les ravinant et s'y infiltrant localement. Une fente ouverte (filon sédimentaire), à jeu normal et à bords francs non érodés y témoigne d'une ambiance distensive au moment de la reprise de sédimentation (fig. 17 a).

Le niveau commence (3, 7 et 8 de la fig. 17 a) par des lits de dolomie à pâte fine, à patine grise ou kaki, à cassure grise ou brun-noir, pouvant

être amygdalaires, bréchiqes, ou présenter de nombreuses microcavités remplies de calcite orangée secondaire. Ils sont intercalés de niveaux plus argileux à patine ocre présentant (fig.17 a) :

- des joints de stratification onduleux évoquant un fort régime hydrodynamique ;
- des nodularisations concentriques, le coeur pouvant être constitué de galets pluricentimétriques subarrondis de dolomie ;
- des éléments remaniés pluricentimétriques subarrondis de dolomie grise ;
- de minces filets alumino-quartzeux à carpholite (Silicate hydraté, minéral du métamorphisme découvert par B. GOFFE et al., 1973).

La suite est essentiellement calcaréo-dolomitique, mais admet une passée de schistes verts alumineux à concrétions ferrugineuses. Le calcaire dolomitique est fin, bien lité à patine kaki et cassure sombre, et montre :

- de nombreuses microcavités remplies de calcite orangée dans le banc médian dolomitique ;
- de très minces niveaux de schistes verts alumineux ;
- des microravinements à l'intérieur des bancs ;
- des laminations d'oxydes en dômes (imitant des structures algaires) ou sigmoïdes ;
- des lentilles de dolomies truffées de birds-eyes ;
- quelques microfilons remplis d'argile, rappelant des pseudomicrokarsts à signification de "pédotubules" (J.C. PLAZIAT et P. FREYTET, 1978).

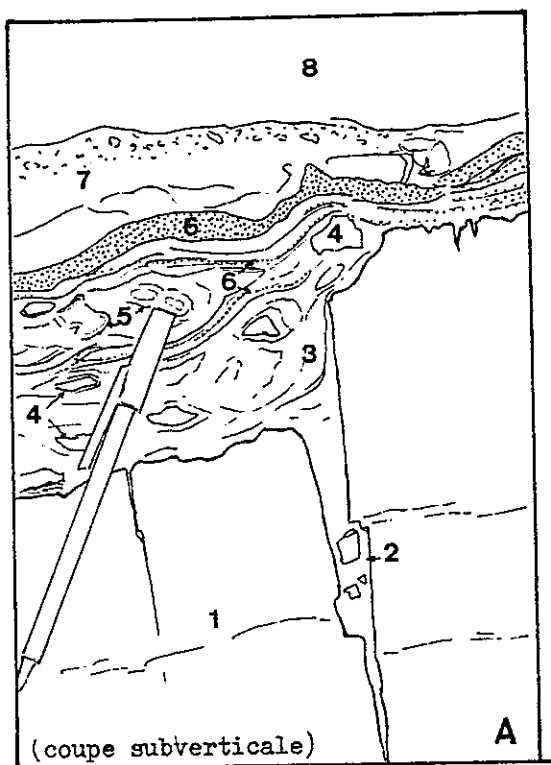
Le niveau se termine par des schistes plus ou moins calcaires, à minces intercalations ou lentilles de calcaire noir à patine brune, très fin, dense, dur et compact. Les argiles ou marnes, noires à patine café au lait contiennent quelques petits nodules de fer, et des intercalations de limon rouge brique pulvérulent, celui-ci pouvant remplir des fentes ouvertes (dessiccation ?). Les marnes sont riches en hydrocarbures (B. GOFFE, com. orale).

Ces trois niveaux disparaissent vers le sud (fig.18), mais les premiers se retrouvent au nord dans la coupe des chalets du Mône. Ils y ravinent le Trias (C II, S₆) en s'y infiltrant et sont surmontés par un banc massif d'argilite verte pisolithique qui s'y infiltre dans des fissures : fentes de dessiccation et/ou pseudomicrokarsts probables. J'y ai de plus trouvé un manchon de racine ("pédotubule", P. FREYTET 1971 ; B.H. PURSER, 1980, p. 314).

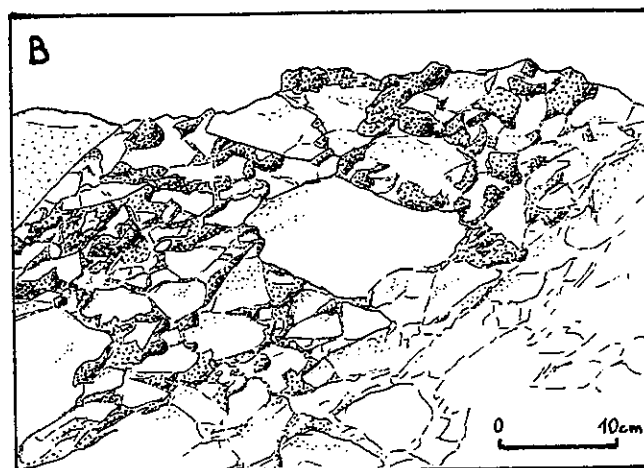
Fig. 17

MODE DE DEPOT DE QUELQUES NIVEAUX CONTINENTAUX DE LA BASE DU DOGGER

A : Carbonates continentaux reposant sur les Dolomies grises au Roc de la Pêche.

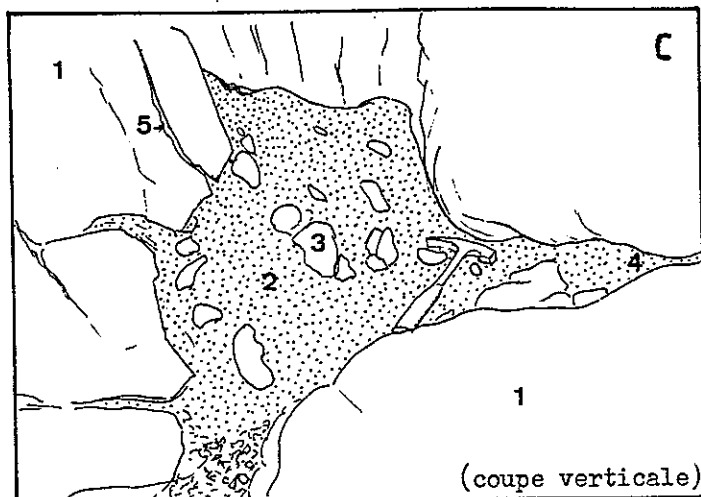


- (1): Dolomies grises (C III) affectées de failles ouvertes normales (2).
- (3): Dolomies ocrees à galets de Trias (4), nodules (5), et filets de schistes alumineux à carpholite (6).
- (6): Schistes alumineux à carpholite
- (7): Dolomie grise localement microbrèche
- (8): Dolomie argileuse à lentilles de dolomie grise à cavités.



B : Brèche monogénique à éléments jointifs de C II et à ciment de bauxite (Aiguille du Rateau), témoin probable d'une phase tectonique accompagnant la mise en place des bauxites et du détritisme siliceux associé.

C : Poche karstique creusée dans les calcaires rubannés (C II) de l'arête N.O. du Signal du Mône, et remplie de sédiments hyperalumineux.



- (1): Calcaires rubannés
- (2): Sédiment hyperalumineux
- (3): Galets calcaires
- (4): Conduit karstique
- (5): Fente à carpholite

b) Interprétation

Les premiers niveaux montrent des figures sédimentaires indiquant un milieu aérien à subaérien (cavités, birds-eyes, pédotubules, nodularisations, laminations micritiques (B.H. PURSER, 1980, p. 314-316), microravinements, pseudomicrokarsts ?) soumis épisodiquement à des crises hydrodynamiques brèves et fortes à la base (galets, stratification fluidale) puis de plus en plus rares et faibles vers le haut (ruissellement amenant les schistes alumineux ?). Ces faciès sont assimilables à des paléosols hypercalcimorphes (P. FREYTET, 1969, 1971 ; B.H. PURSER, 1980), probablement formés dans un environnement hydromorphe (laminations, pseudomicrokarsts, fentes ouvertes, absence de croûtes zonaires et de nodules pédologiques) de type marais temporaire (P. FREYTET et J.C. PLAZIAT, 1978).

Les derniers niveaux, marnes et calcaires sombres à pâte fine, évoquent un milieu de dépôt lacustre confiné (hydrocarbures, limons, fentes ouvertes (dessiccation ?), nodules ferrugineux).

F - II.4. Age des carbonates continentaux

Aucun indice ne permet de dater ces formations. Cependant, l'apparition de conglomérats localisés (Prioux) fait penser que ces sédiments se sont déposés à la suite d'un léger événement tectonique mettant fin à la période d'érosion ; et l'absence apparente d'érosion ultérieure suggère que leur dépôt est de peu antérieur à la reprise de la sédimentation.

F - III. Le détritisme quartzo-alumineux

F - III.1. Introduction

F. ELLENBERGER avait découvert l'existence des niveaux hyperalumineux à la base de la transgression jurassique. Sur la base de variations d'aspect, de position stratigraphique et de composition chimique, il avait différencié (1958, p. 294-295) :

- Un banc vert à chloritoïde surmonté par le "Dogger à Mytilus", à composition d'argile bauxitique (36 % SiO_2 , 33 % Al_2O_3).
- Un banc rouge surmonté directement par le "Malm", plus évolué, à composition de bauxite (23 % SiO_2 , 48 % Al_2O_3).
- Des schistes noirs à minéraux, riches en aluminium (32 % Al_2O_3 ; 41 % SiO_2) issus de la dilution des apports bauxitiques dans une vase péli-tique.

- Des quartzites noirs dont l'épaisseur décroît d'Est en ouest jusqu'à disparaître, qui sont interprétés par lui comme le produit de l'érosion d'une terre siliceuse émergée ("terre pennique jurassique") située à l'Est (F. ELLENBERGER 1958, p. 293-297).

Très récemment, dans le cadre d'une étude détaillée du métamorphisme, B. GOFFE (1982) a procédé à l'étude géochimique de ces mêmes niveaux, à l'issue de laquelle il considère les bauxites "comme des sédiments allochtones provenant du remaniement de l'altération d'un socle granitique ou péri-granitique émergé après le Trias et situé à quelques dizaines de kilomètres des lieux de dépôt" (B. GOFFE, 1982, p. 22). Un peu plus loin, il propose la zone d'Acceglio comme région possible d'alimentation (p. 27).

F - III.2. Lithologie

On utilisera les mêmes subdivisions que F. ELLENBERGER.

a) Le banc argilitique vert ("banc vert à chloritoïdes")

Il s'agit d'un niveau métrique massif, dur et dense, de couleur vert pâle à vert franc contenant parfois de petits pisolites vert pâle ovoïdes infracentimétriques. On y reconnaît à la loupe des baguettes vertes de chloritoïde disposées en rosette.

Au microscope, la roche apparaît formée d'une pâte uniforme de microphyllites de laquelle se détache le chloritoïde en courtes baguettes souvent disposées en rosette. On peut aussi y rencontrer de la carpholite : plage vert pâle en lumière naturelle, à hautes teintes de polarisation (B. GOFFE et al. 1973). L'enveloppe externe de certains pisolites formés de chlorite, tronque légèrement leur structure concentrique, indiquant une légère érosion postérieure à leur formation et antérieure à leur dépôt au sein du banc.

b) Le banc argilo-bauxitique rouge

Il se présente soit sous forme d'un banc massif ou schistosé, parfois épais (plusieurs mètres en versant NNE de l'aiguille du Rateau) à la surface du Trias ; soit infiltré dans les cavités karstiques creusées dans le Trias.

Dans les deux cas, la roche peut être :

- soit massive, dure et dense, de couleur le plus souvent pourpre, mais aussi vert bouteille ou blanchâtre. Dans tous les cas, le chloritoïde en rosettes y forme un semis de tâches noires (Rateau, Merlet, Mône). On peut également y trouver (Roc Merlet) de petits pisolites clairs chloritisés.

- soit d'aspect schisteux, toujours pourpre à violet, le chloritoïde y étant moins abondant au profit des phyllites et de l'hématite (Sêcheron, Rateau). A l'aiguille du Rateau, on trouve même des niveaux décimétriques discontinus d'hématite massive.

Au microscope, on peut trouver de petites plages de carpholite (Rateau), mais toutes les éventuelles structures sédimentaires sont effacées.

c) Les schistes noirs à carpholite ("schistes noirs à minéraux")

On ne les rencontre que dans quelques séries, où ils peuvent atteindre (Roc de la Pêche) une quinzaine de mètres.

A l'aplomb du Pont de la Pêche, surmontant les marnes et calcaires noirs à hydrocarbures attribués à des dépôts palustres (cf. II.1.1.), on trouve un banc de schistes noirs quartzeux à carpholite, suivi d'une alternance de bancs (20 à 30 cm) gréseux grossiers, parfois conglomératiques, et de niveaux meubles limoneux et charbonneux. Les bancs gréso-conglomératiques présentent souvent un contact inférieur ravinant (chenal). La fraction détritique grossière est exclusivement constituée de grains de quartz noirs subarondis milli- à centimétriques presque systématiquement cariés. Le ciment, peu abondant, contient des chloritoïdes, mais est essentiellement constitué d'opagues et de calcite micritique pouvant présenter, dans les cavités, une disposition de type microstalactitique, de "micrite centrifuge" (B.H. PURSER, 1980 ; D.H. AISSAOUI et B.H. PURSER, 1983) qui indiquerait une évolution diagénétique en milieu vadose. (Mais en l'absence de remplissage secondaire des cavités, on peut se demander si ces structures ne sont pas récentes ou actuelles).

Le banc de schistes noirs quartzeux à carpholite, mince ici, s'épaissit (jusqu'à 6 m) vers le nord, puis se réduit et disparaît, passant latéralement au banc argilitique vert de la coupe du chalet du Mône. Vers le sud, il se développe (plus de 10 mètres), contient des lentilles dispersées, parfois épaisses, de conglomérat quartzeux, et s'enrichit en hydrocarbures (B. GOFFE, 1982, p. 110) (voir fig. 18).

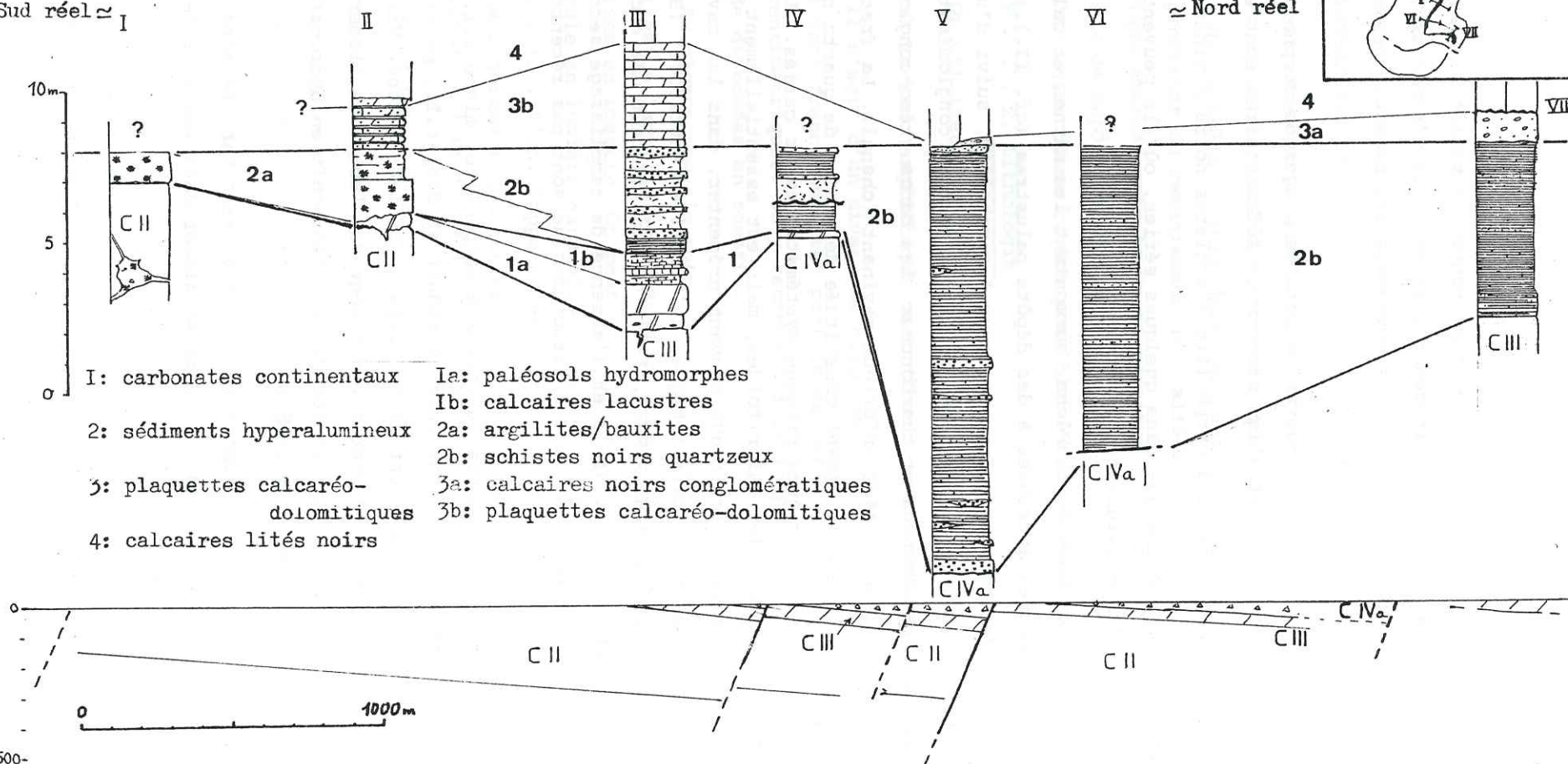
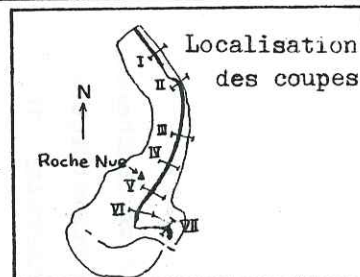
Les alternances gréso-limoneuses disparaissent vers le nord, mais se suivent un moment vers le sud, avant de se diluer dans les schistes noirs à carpholites (fig. 18).

fig. 18 Variations laterales des niveaux de base du Dogger du Roc de la Pêche

Nord actuel
Sud réel \approx I

I: Eperon NW du S.^{al} du Mône. II: Chalet du Mône. III: Au droit du Pont de la Pêche. IV: Versant E de Roche Nue. V: Couloir de la Pêche. VI: Col 2645. VII: Creux de la Motte.

Sud actuel
 \approx Nord réel



La coupe du bas montre la structure supposée au moment de la transgression et le niveau atteint par l'érosion anté-bathonienne. Noter le lien qui existe entre ceux-ci et la nature des dépôts transgressifs: les bauxites sont localisées en haut des blocs basculés, alors que les faciès deltaïques se trouvent dans leur partie basse. Cette disposition ainsi que l'absence des carbonates continentaux dans les parties basses suggère un jeu (ou rejou) des failles juste avant l'arrivée des sédiments aluminosiliceux.

Au sommet du couloir de Roche Nue (fig. 18), on observe un niveau centimétrique métallique et siliceux, encroûtant le sommet gréseux des schistes noirs à carpholite. Le microscope montre la présence de chloritoïde et une structure de silcrête où la silice peut cimenter une croûte fragmentée d'oxydes, ou présente elle-même des laminations d'opagues. Ce niveau, qui couronne au moins localement les niveaux de base matérialiserait donc un épisode d'exposition aérienne.

Interprétation

On reconnaît dans cette succession (H.G. READING, 1978 ; L.D. WRIGHT, 1978) :

- Des séquences fluviatiles où alternent des chenaux (lentilles conglomératiques) et des paléosols végétaux d'interfluves (niveaux meubles limono-charbonneux).

- Passant latéralement à des dépôts très riches en matière organique à évolution anaérobie (hydrocarbures), à restes de végétaux épigénisés en sulfures (B. GOFFE, 1982, p. 110), recevant des décharges quartzo-conglomératiques localisées et divagantes. Ces dépôts évoquent un paysage de marais deltaïque colonisé par la végétation, à topographie probablement très plane divagation des chenaux, confinement, ...).

d) Les quartzites noirs

A l'échelle du Prioux, les conglomérats carbonatés sont surmontés par des niveaux correspondant à une brusque arrivée de détritisme siliceux, et débutant par un niveau centimétrique de silice (silcrête ?) associé à des oxydes ou par des schistes noirs gréseux semblables à ceux du Roc de la Pêche.

Au-dessus, viennent plusieurs bancs de grès fins, noirs, parfois très légèrement micacés. Les lames minces montrent l'augmentation de la proportion de phyllites et d'opagues vers le haut, l'absence de tout autre élément que le quartz et les phyllites, et une granulométrie homogène, plus fine qu'au Roc de la Pêche.

Ces bancs passent à des grès un peu schisteux et des schistes quartziteux noirs dont les bancs sont encroûtés d'un calcaire microcristallin ou micritique à ciment micritique centrifuge à laminations d'hématite. Puis viennent des calcschistes charbonneux à ciment microstalactitique, dans

lesquels la proportion de quartz détritique diminue vers le haut au profit de la fraction carbonatée ; intercalés de très minces niveaux charbonneux, ferreux et quartzeux pouvant contenir ou encroûter des empreintes de racines.

Le passage aux calcaires lités noirs sus-jacents apparaît progressif.

Dans une coupe levée au centre de l'écaille des Prioux, les conglomérats calcaires sont surmontés par un mince microconglomérat quartzeux, suivi de schistes noirs ou verts, quartzeux, identiques aux schistes noirs à carpholite du Roc de la Pêche. Au-dessus, on retrouve des séquences gréso-conglomératiques de chenal, grossières et granoclassées.

Enfin, à l'extrémité sud de l'écaille, les schistes noirs à carpholite manquent et des récurrences de grès s'intercalent dans les calcaires lités noirs qui succèdent à l'épisode quartzo-détritique (fig.16).

Interprétation

L'environnement est sensiblement identique à celui envisagé pour les termes quartzeux du Roc de la Pêche, avec une sédimentation deltaïque (schistes noirs charbonneux et chenaux quartzo-conglomératiques) et, au-dessus, des dépôts de type plaine d'inondation à diagénèse aérienne, intercalés de paléosols à racines. La présence de calcaires lités noirs dans le faisceau gréseux de la coupe sud évoquerait un delta soumis aux marées(?) (H.G. READING, 1978, p. 110 ; L.D. WRIGHT, 1978).

F - III.3. Mise en place et signification des sédiments quartzo-alumineux

a) Mode de gisement et mise en place des bauxites s.l.

- Lorsqu'elles remplissent les cavités karstiques, les bauxites (vertes ou rouges) surmontent les dépôts silteux et chloriteux, mais sont le plus souvent le seul et unique sédiment, remplissant des cavités sans dolomitisation apparente des épontes. Le remplissage s'est donc vraisemblablement produit en milieu aérien.

- Lorsqu'elles se présentent en couches à la surface du Trias, les bauxites (vertes ou rouges) ne constituent toujours qu'un seul banc massif. D'autre part, elles sont partout présentes sous des formes et des épaisseurs comparables (métriques), à quelques rares exceptions près (Combe du Dard, Grosse Tête).

Enfin, elles peuvent raviner les sédiments carbonatés continentaux, et certains pisolites montrent une légère érosion.

Les bauxites se sont donc mises en place brusquement, en une seule fois (banc unique, ravinements locaux), et partout. Cette dernière observation laisse supposer :

- 1) Qu'elles venaient d'autre part que de Vanoise occidentale où, dans le cas contraire, les zones d'alimentation en auraient été dépourvues.
- 2) Que la topographie du domaine était assez plane, et que la zone d'alimentation était élevée et étendue.

- A l'aiguille du Rateau, la bauxite constitue localement la matrice unique et peu abondante de brèches monogéniques à éléments décimétriques joints et anguleux, n'ayant donc subi aucun déplacement latéral (fig. 17 b). Le même phénomène a été observé par B. DATCHARRY (1982) à l'aiguille d'Aout (Portetta), où la brèche est contemporaine de l'arrivée de la bauxite. Le dépôt des sédiments hyperalumineux est donc contemporain d'une phase tectonique cassante qui s'exprime localement par des brèches d'effondrement dont ils constituent le liant. D'ailleurs, la présence de sédiments bauxitiques dans et sur ces massifs (Rateau et Portetta) où la profondeur importante des karsts semble indiquer une situation élevée lors de l'érosion, montrerait que ceux-ci se sont abaissés lors de l'arrivée des bauxites.

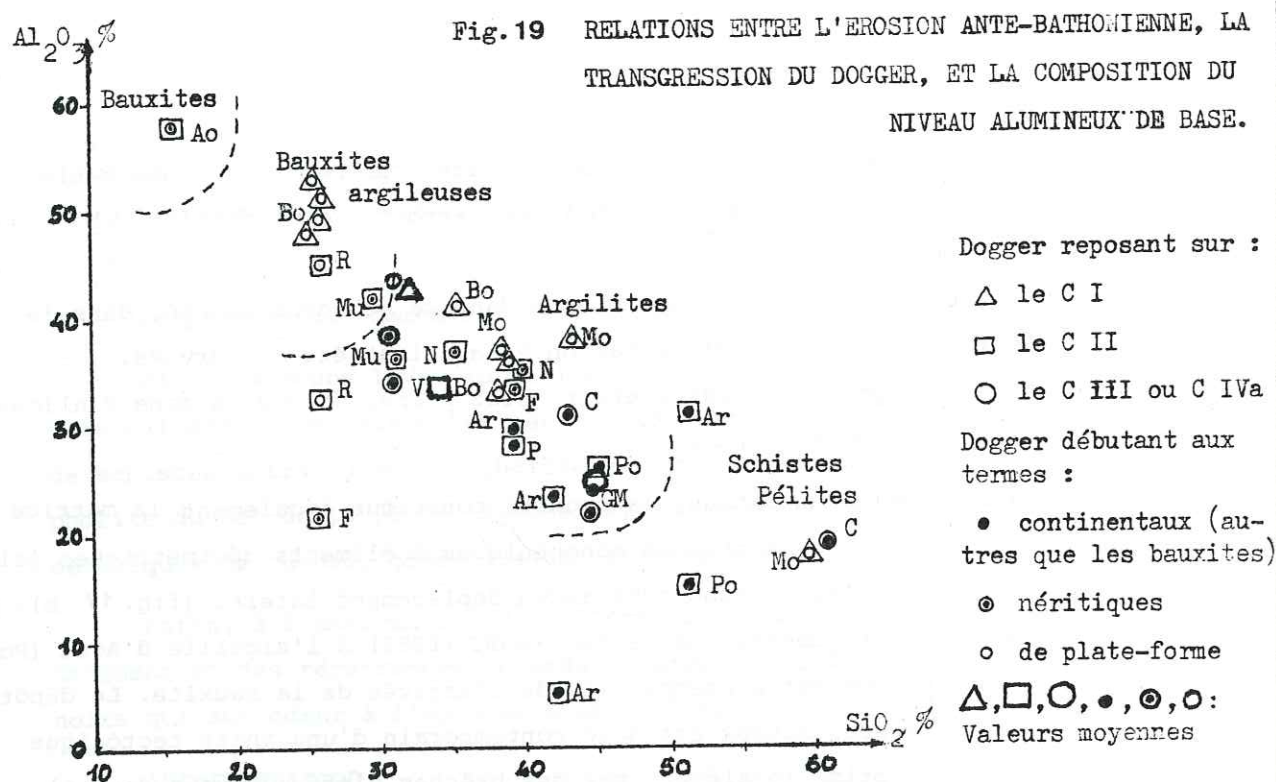
- Conclusion : les bauxites (vertes ou rouges) se sont déposées brusquement, en une seule fois, partout, en milieu aérien, en même temps qu'un événement tectonique affectait certains massifs. Aucune structure sédimentaire n'étant visible dans les bancs bauxitiques, le mécanisme de dépôt ne peut être directement défini. Toutefois, la mise en place par ruissellement proposée par F. ELLENBERGER semble la plus probable.

b) Relations entre argilite verte, bauxite rouge et schistes noirs

Au Roc de la Pêche, les schistes noirs à carpholite passent latéralement vers le nord à un banc d'argilite verte, puis vers le nord-ouest, à un banc argilo-bauxitique rouge.

D'autre part, comme l'avait constaté F. ELLENBERGER (1958, p. 294), l'enrichissement en alumine des schistes noirs à carpholite (voir analyses de F. ELLENBERGER, 1958 et B. GOFFE, 1982, et fig. 19) milite en faveur d'une pollution hyperalumineuse des dépôts deltaïques.

Ces observations permettent de conclure à la simultanéité des deux types de dépôts (quartzeux et alumineux), ceux-ci passant latéralement l'un à l'autre en s'excluant mutuellement. La brusque arrivée du



Ao: Aig. d'Août (Portetta), Ar: Aig. de l'Arcellin, Bo: Mont Bochor, C: Aig. de Chanrossa (Roc de la Pêche), F: Aig. du Fruit, GM: Grand Marchet, Mo: Col du Mone, Mu: Crête de Plan Mugnier (Aig. du Fruit), N: Col de Napremont (Portetta), P: Dents de la Portetta, R: Aig. du Rateau, V: Roc de la Vallette.

Analyses chimiques de B. Goffé 1982 (Annexes).

Tableau I	Baux.	Baux. arg.	Arg.	Sch.
●	0	0	7	3
⊙	I	I	4	0
○	0	5	6	I

Tableau II	Baux.	Baux. arg.	Arg.	Sch.
○	0	0	3	I
□	I	2	9	2
△	0	4	5	I

Tableau III	●	⊙	○
○	4	0	0
□	5	7	2
△	0	0	10

Le diagramme des teneurs en Si et Al des "bauxites" de base du Dogger dans différents massifs indique que les sédiments alumineux montrent une évolution d'autant plus marquée vers le pôle bauxitique que l'érosion anté-bathonienne a été plus importante (Tableau I), donc que l'aire de dépôt était plus élevée, et donc que la transgression du Dogger y a été plus tardive (Tableau II). Cette dernière implication est démontrée par le tableau III, et par les compositions moyennes pour chaque facteur envisagé, dont on constate qu'elles se regroupent deux par deux conformément à la diagonale du tableau III.

Les chiffres des tableaux correspondent à la répartition binaire des 28 points du diagramme. Les points F (26% Si, 21% Al) et Ar (42% Si, 5% Al) n'ont pas été pris en compte.

détritisme quartzo-alumineux par ruissellement pourrait alors être dûe à un événement tectonique (brèche à matrice bauxitique) et/ou à une crise climatique importante (précipitations ?) provoquant le transport de produits d'altération élaborés sur des régions voisines.

Enfin, la figure 19, reprenant les analyses chimiques faites par B. GOFFE (1982), montre le parallélisme entre l'évolution vers le pôle bauxitique du sédiment et l'âge tardif de la transgression jurassique. Ceci me mène à considérer, comme F. ELLENBERGER (1958, L. MORET et al. 1967), que la bauxite rouge est l'équivalent latéral, plus évolué parce que plus tardivement immergé, de l'argilite verte.

Conclusion : Un événement tectonique et/ou une importante crise climatique (pluies catastrophiques ?) ont provoqué le dépôt des sédiments hyper-alumineux et du détritisme quartzeux. Ces derniers se sont déposés dans les dépressions, en milieu marécageux et fluvio-deltaïque, enrichis en alumine, alors que les premiers se sont déposés sur les hauteurs où ils ont subi un lessivage d'autant plus important que la transgression a été plus tardive, les faisant alors évoluer vers le pôle bauxitique.

c) Origine du détritisme quartzeux

L'examen microscopique des grains de quartz des chenaux du Roc de la Pêche et des Prioux montre que :

- Leur extinction, malgré la tectonique alpine, n'est que très rarement roulante, ce qui indique qu'ils proviennent de régions peu ou pas tectonisées antérieurement.

- Ils sont le plus souvent cariés, corrodés, craquelés ou microperforés, et sont alors remplis de calcite et d'opacités. Or, des phénomènes similaires de carie ont été décrits (R. FAUCK, 1970 ; H. EHRART, 1971 p. 95) dans des quartz provenant de formations détritiques siliceuses soumises à une altération en climat tropical humide à une ou deux saisons humides.

- Quelques quartz non cariés montrent une extinction centripète (ou centrifuge) reflétant une structure concentrique à deux ou trois auréoles probablement due à une croissance par concrétionnement. Cette observation est appuyée par le fait que dans d'autres grains, les inclusions d'opacités montrent des dispositions également concentriques. Il semble donc qu'il y ait eu nourrissage de grains (à partir de la silice dissoute par corrosion ?), phénomène décrit dans des formations continentales en climat tropical (H. EHRART, 1971, p. 103).

Ces quelques observations suggèrent que les éléments des quartzites sont issus de la resédimentation d'arènes d'altération, sous climat chaud et humide, de formations essentiellement (exclusivement ?) siliceuses, non (ou peu) tectonisées.

D'autre part, on a vu que le domaine, au moment de la transgression, était en pente générale descendante vers l'ouest ou le nord. La terre d'alimentation était donc située quelque part au Sud-Est de la zone briançonnaise occidentale de Vanoise, et donc possiblement, comme le propose B. GOFFE (1982), dans la zone d'Acceglio.

F - III.4. Age du dépôt des sédiments quartzo-alumineux

Ces formations étant azoïques, aucune datation directe n'est possible.

F - IV. Les plaquettes calcaréo-dolomitiques

F - IV.1. Introduction

Elles constituent la base du faciès classique du "Dogger à Mytilus". On y trouve localement à la base un niveau conglomératique noir.

F - IV.2. Lithologie

a) Les calcaires noirs conglomératiques

On observe, en versant sud des Creux de la Motte (Roc de la Pêche), un banc métrique de calcaire noir conglomératique à éléments infracentimétriques de quartz extrêmement cariés, de calcaire et de dolomie, dont le nombre et la taille diminuent vers le haut. Le ciment carbonaté noir, riche en oxyde de fer, contient de nombreux petits quartz détritiques, des produits soufrés (B. GOFFE, 1982, p. 113) et de fréquentes cavités subarrondies centimétriques. B. GOFFE (1982, p. 113) y signale de très nombreuses inclusions fluides d'eau et d'hydrocarbures dans les cristaux de quartz et de calcite. Les cavités montrent de beaux exemples de remplissage par une micrite centrifuge (D.H. AISSAOUI et B.H. PURSER, 1980) impure, riche en opaques et à grossières laminations d'oxyde.

La présence d'hydrocarbures et de soufre indique un milieu de dépôt extrêmement confiné et riche en matière organique, les remplissages de micrite centrifuge montrant une diagénèse supratidale. On peut donc imaginer un dépôt de lagune ou de marécage intérieurs isolés. En tous cas, la réapparition d'éléments détritiques carbonatés et le changement de paysage semblent indiquer un changement dans les modalités de la sédimentation.

C'est sans doute ce niveau qu'on retrouve vers le nord (à l'aplomb de Roche Nue) sous la forme de minces niveaux locaux de microconglomérats à éléments de calcaire et quartz, surmontant immédiatement un enduit siliceux qui encroûte ici les schistes noirs.

De plus, j'ai trouvé en éboulis, au pied du versant NE de l'Aiguille du Fruit, un calcaire noir conglomératique à cavités, comparable à celui des Creux de la Motte.

b) Les plaquettes calcaréo-dolomitiques

Au Roc de la Pêche, dans la coupe du Pont de la Pêche, les quartzites sont surmontés par une alternance de calcaires noirs à pâte fine ou de marnes brunes et de très minces niveaux (millimétriques) de schistes quartzeux et ferrugineux noirs à patine rouille. Les calcaires contiennent des nodules ferrugineux, présentent des figures de base de banc (mégaripple ?), et renferment des sections (calcite blanche) d'organismes: gastéropodes, lamellibranches et petites sections circulaires à structure radiaire (radiole d'oursin ou polypiers ?).

Dans la coupe du chalet du Mône, on retrouve au-dessus des argilites vertes, des schistes et calcschistes dolomitiques sableux à enduits de phyllites roses, à faune comparables (échinides, huîtres plissées, pectinidés, mytilidés, aiguillons de sélaciens, nodules algaires concrétionnés, ... F. ELLENBERGER, 1958, p. 282-283).

A l'Aiguille du Fruit, des niveaux comparables surmontent le banc argilitique vert. Il s'agit :

- à la base, de calcaires dolorénitiques, très bien triés, à nombreux extraclastes arrondis de dolomie triasique. Ils contiennent de nombreux bioclastes qui semblent constituer à peu près tous les éléments calcitiques (encrines ?, fragments de coquilles minces, débris spathiques) et quelques nodules concentriques d'oxyde de fer. Ces bancs peuvent passer latéralement à un vrai microconglomérat.

- plus haut, on passe à des calcaires plus fins, à passées de sable et gravelles dolomitiques, à nombreux bioclastes et quelques nodules ferrugineux.

- Le sommet de ce niveau est constitué d'un banc de calcaire noir à minces passées de sable dolomitique fin et de phyllites roses, et à organismes Bauneia (bryozoaires), débris d'échinides (oursins), fragments de coquilles minces, dents de poissons et nombreux débris organiques millimétriques de calcite noire.

Dans le versant SW de la Grosse Tête, des sédiments analogues reposant directement sur le Ladinien contiennent à leur base de petits poly-piers coloniaux en étoile (cf. pl. 26.2. de F. ELLENBERGER, 1958).

F - IV.3. Interprétation

La présence d'ostracodes, de quelques oncolithes, de sables de plage à la base (Aiguille du Fruit), de ripples et de nodules ferrugineux évoquent un environnement de plate-forme interne, restreint et peu profond, pouvant présenter des milieux légèrement différents (sables de plage à l'Aiguille du Fruit, vases fines au Roc de la Pêche) et évoluant vers un milieu plus calme et un peu plus profond (Aiguille du Fruit).

Remarque. Ce niveau n'a été reconnu ni à l'échelle des Prioux, ni dans la partie sud du Roc de la Pêche où les calcaires lités noirs ravinent directement les calcaires noirs conglomératiques.

F - IV.4. Age des plaquettes calcaréo-dolomitiques

F. ELLENBERGER avait étudié minutieusement de nombreuses coupes fossilifères de ces niveaux calcaréo-dolomitiques, et leur avait attribué un âge Bathonien moyen très probable (1958, p. 290-291).

N'ayant aucune donnée supplémentaire à apporter, je m'en tiendrai à cet âge.

F - V. Les calcaires lités noirs

F - V.1. Lithologie

Les calcaires lités noirs peuvent reposer sur n'importe lequel des termes décrits précédemment, à l'exclusion des carbonates continentaux. Leur contact inférieur peut être ravinant (partie sud du Roc de la Pêche), progressif (?) (coupe nord des Prioux, fig. 16, 24 coupe des chalets du Mône) ou net (Prioux, Fruit, Pêche). Cependant, aucun indice de discontinuité sédimentaire entre plaquettes calcaréo-dolomitiques et calcaires lités noirs n'a été relevé.

Ils sont constitués d'une alternance apparemment monotone de calcschistes noirs et de calcaires lités ou bantés également noirs. Ils sont généralement fétides au choc, assez fossilifères, relativement riches en fer à la base (oxydes, pyrite) et leur partie supérieure se distingue par l'apparition fréquente de faciès noduleux.

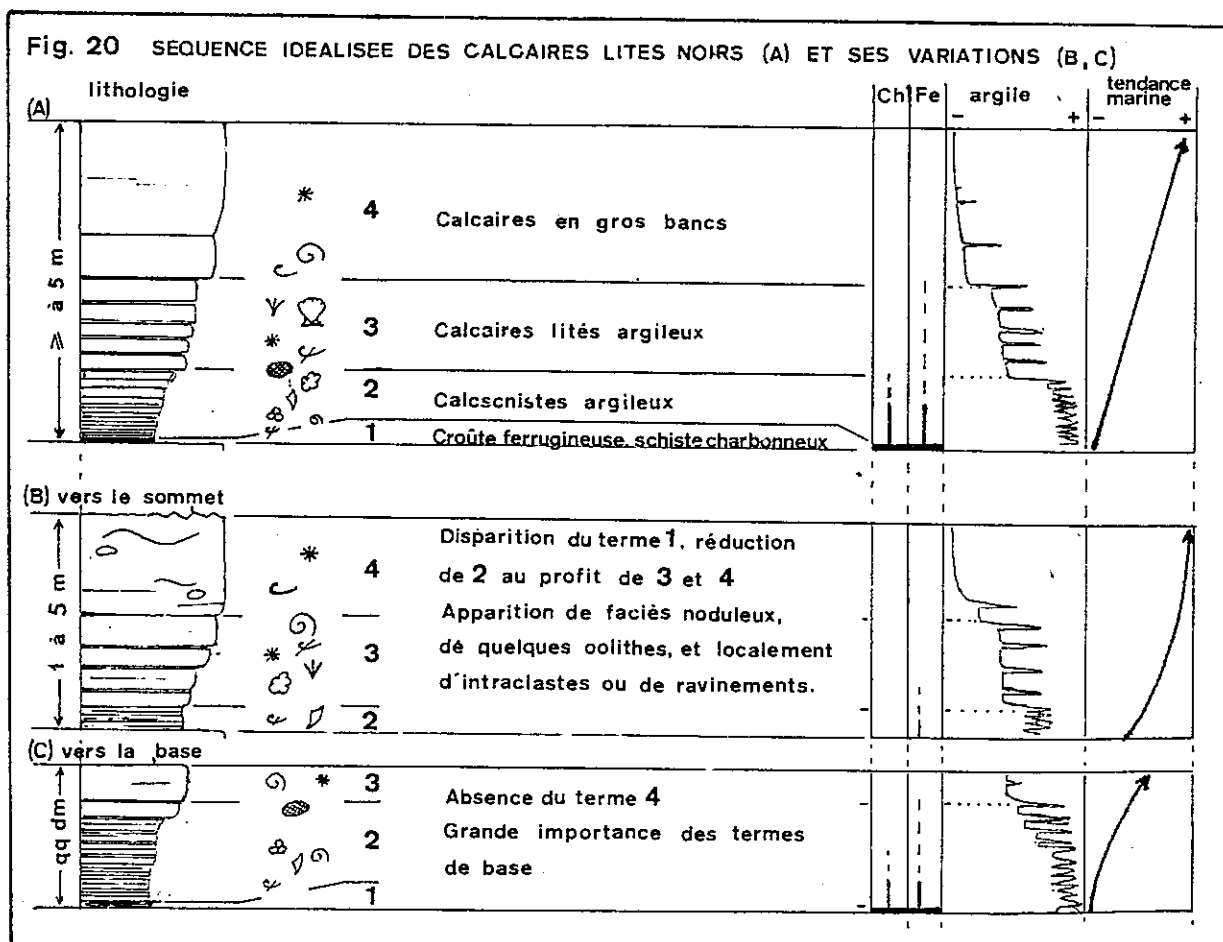
Les organismes présents dans cette formation (oursins, *Bauneia* (bryozoaires ?), rares polypiers solitaires, nérinées et petits gastéropodes, pectinidés, dents de sélaciens, gros foraminifères, crinoïdes et nombreux bioclastes fins ou épais), localement associés (Fruit, Plan Mugnier) à des oncolithes, et la présence de fer et de matière organique indiquent un milieu de sédimentation peu profond, abrité et confiné.

Un examen de l'organisation de certains de ces éléments et de la lithologie nous permettra de préciser cette première approximation.

F - V.2. Les séquences

L'alternance apparemment monotone des différents termes des calcaires lités noirs représente, en fait, une succession de séquences lithologiques.

a) La séquence idéalisée (fig. 20)



A partir des diverses caractéristiques relevées dans les différentes coupes, on peut reconstruire une séquence idéale qu'on peut résumer ainsi :

- La base est soulignée par une croûte phylliteuse et/ou ferrugineuse (les derniers centimètres du banc inférieur sont enrichis de fer (ankérite)).

- La proportion d'argile et de fer diminuent nettement vers le haut.

- La base de la série comporte quelquefois des traces charbonneuses.

- Les organismes, fins, de petite taille et souvent épigénisés en oxyde de fer à la base, voient leur taille augmenter vers le haut, où leur nature semble indiquer un milieu plus franchement marin.

- Au milieu de grains ovoïdes infra-millimétriques sans structure interne visible (pellétoïdes ?), apparaissent vers le haut, d'abord, localement, des oncolithes puis des grains à structure concentrique quelquefois soulignée par des opaques (oolithes).

L'ensemble de ces caractères traduit l'évolution d'un milieu marin peu profond confiné et restreint, d'énergie très faible, vers un milieu de mer plus ouverte d'énergie modérée vers le haut de la séquence. Cette séquence est donc interprétée (avec l'aide de J. MEGARD) comme une séquence transgressive.

Remarque. La succession est, en de rares endroits, inverse.

b) Variations de la séquence idéale

* Vers le haut de la série, les séquences accusent quelques variations :

- Augmentation de l'épaisseur des séquences unitaires, d'un mètre au maximum à la base, jusqu'à quatre mètres en haut, où elles deviennent d'ailleurs corrélables d'une coupe à l'autre (fig. 25), traduisant ainsi une certaine uniformité de la sédimentation sur le bassin à Mytilus de Vanoise occidentale.

- Disparition de la croûte basale et d'une partie du terme calcschisteux et des traces ferrugineuses (oxydes et pyrite).

- Apparition de faciès légèrement noduleux, d'abord dans les bancs massifs de fin de séquence, puis dans l'ensemble de la séquence.

Ces variations évoquent une évolution générale vers un milieu marin de plus en plus ouvert. La mégaséquence apparaît donc transgressive.

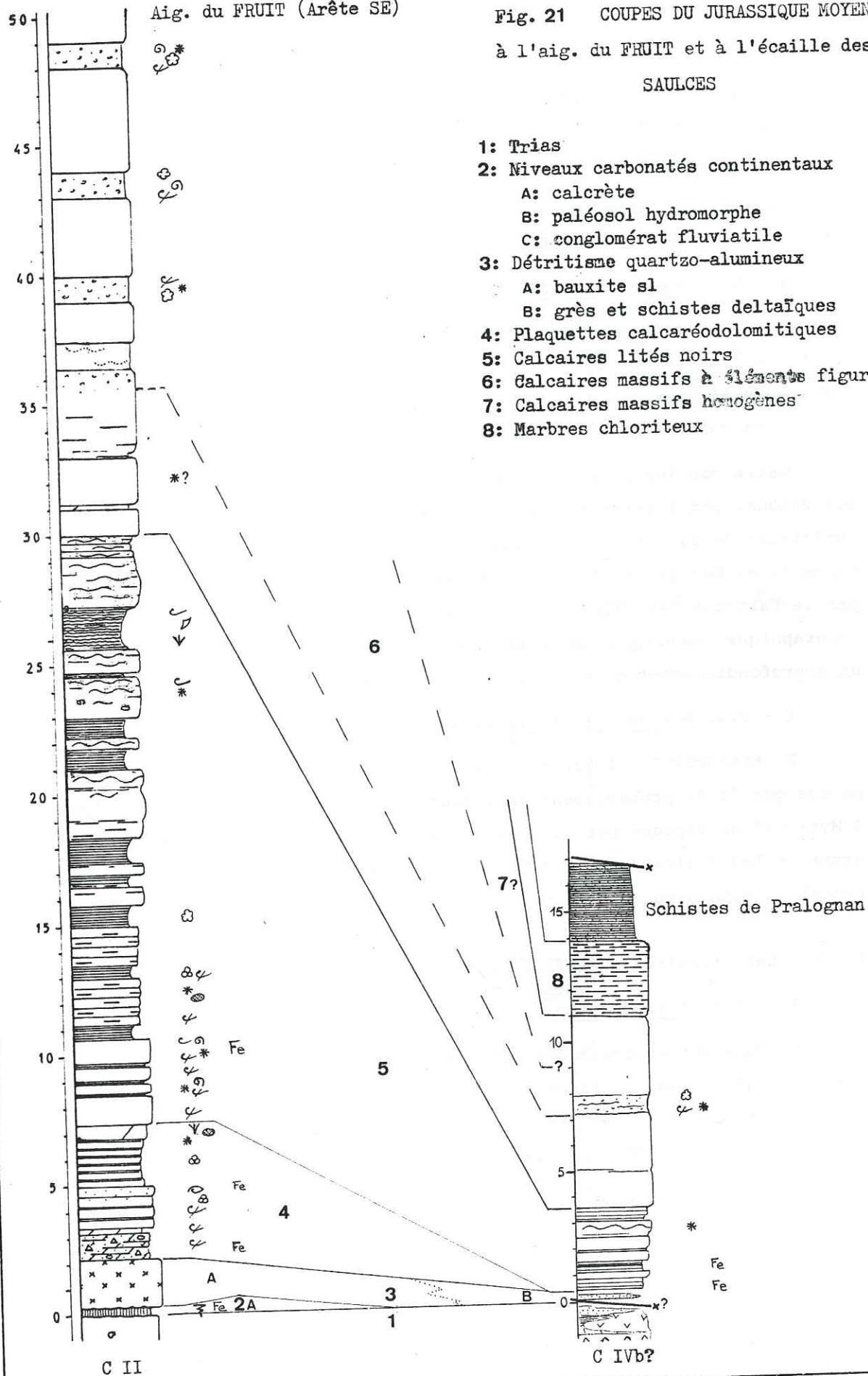
* Variations latérales

Certaines séries (Saulces, Prioux) à Trias supérieur probablement en partie conservé par l'érosion anté-Dogger montrent :

Aig. du FRUIT (Arête SE)

Fig. 21 COUPES DU JURASSIQUE MOYEN
à l'aig. du FRUIT et à l'écaille des
SAULCES

- 1: Trias
- 2: Niveaux carbonatés continentaux
 - A: calcrète
 - B: paléosol hydromorphe
 - C: conglomérat fluviatile
- 3: Détritisme quartzo-alumineux
 - A: bauxite sl
 - B: grès et schistes deltaïques
- 4: Plaquettes calcaréodolomitiques
- 5: Calcaires lités noirs
- 6: Calcaires massifs à éléments figurés
- 7: Calcaires massifs homogènes
- 8: Marbres chloriteux



- Une très forte réduction de l'épaisseur des séquences et de la formation (fig.21,24)

- une absence apparente de faune macroscopique.

La signification de ces caractères particuliers n'est pas connue (position distale ? , courants ? , ...).

F - V.3. Passage aux calcaires massifs à éléments figurés

Les différentes coupes montrent que la dernière séquence unitaire des calcaires lités noirs est tronquée par la formation des calcaires massifs à éléments figurés, et donc, est réduite à son terme inférieur calcschisteux. J'en conclus qu'il existe à ce niveau une discontinuité sédimentaire.

Cette conclusion est étayée par la présence de ravinements à ce niveau aux Prioux, par l'existence de possibles traces d'instabilité dans la partie supérieure de la série des calcaires lités noirs (microbrèche(et discordance ?) au Roc de la Pêche, intraclastes à l'Aiguille du Fruit), et surtout par le fait que les calcaires massifs à éléments figurés ont une extension géographique beaucoup plus grande que les calcaires lités noirs, impliquant un approfondissement général de la zone briançonnaise.

F - V.4. Age des calcaires lités noirs

F. ELLENBERGER (1958, p. 290-291) avait conclu de son étude stratigraphique que "très probablement dans toute la Vanoise (...) le faciès "Dogger à Mytilus" ne dépasse pas, ou peu, le sommet du Bathonien" et avait donc attribué les "calcaires noirs fétides" (équivalent de mes calcaires lités noirs) au Bathonien supérieur.

F - VI. Les calcaires massifs à éléments figurés

F - VI.1. Introduction

F. ELLENBERGER avait rassemblé sous le terme de "Malm" les marbres massifs généralement clairs qui surmontent le "Dogger à Mytilus" en Vanoise. Il avait signalé dans ces marbres (F. ELLENBERGER, 1958), des nérinées et des lamellibranches (Ecaille du Mône, p. 218 ; Mont Bochor, p. 300) ; des polypiers marneux (Mont Bochor, p. 300); des vestiges indéterminables de céphalopodes (Aiguille du Fruit, p. 284 ; Plan du Pêtre et Rocher de Bertou (Portetta), p. 299); des organismes indéterminables (Ecaille du Mône, p.218),

et des tâches blanchâtres ovales dans les marbres gris du versant Est du Roc de la Pêche (p. 218 et 300) et du col de Chanrouge (p. 299), "pouvant représenter d'anciennes entroques".

Par ailleurs, F. ELLENBERGER avait mentionné le caractère fétide de la base de la formation (Roc de la Pêche, p. 300) ; la présence d'accidents dolomitiques et/ou siliceux (p. 300 et 301) pour lesquels il pensait que la silice avait épigénisé les cristaux de dolomite (Cirque du Dard, de l'Arcelin, Grand Marchet, Aiguille de la Vanoise) ; enfin des remaniements d'argilite continentale à la base des calcaires transgressifs (Roc Merlet, Mont Bochor, p. 301).

Plus récemment, B. BROUDOUX (1982) a retrouvé un gisement à nérinées, polypiers et encrines dans le "Malm" du Mont Bochor et signale "des formes figurées (polypiers ?, Nérinées ?) à l'Epéna" (voir aussi pl. 26-18 de F. ELLENBERGER, 1958) ; tandis que B. DATCHARRY (1982) mentionne des débris d'échinodermes et un "microfaciès micrograveleux" dans le Malm des Rochers des Fattes (Portetta).

Ces indices m'ont poussé à chercher ce qui, dans cette formation pouvait aider à connaître son milieu de sédimentation. C'est ce que vont s'efforcer de retracer les paragraphes suivants qui, il est important de le souligner, ne s'appuient que sur peu de coupes stratigraphiques de la totalité des marbres massifs surmontant le "Dogger à Mytilus", dont l'étude systématique reste à faire dans le briançonnais de Vanoise.

F - VI.2. Les calcaires à éléments figurés

a) Limite inférieure

Les calcaires massifs à éléments figurés peuvent reposer soit sur les sédiments hyperalumineux, alors bauxitiques, soit sur les calcaires lités noirs.

* Dans le premier cas, il arrive que les calcaires massifs remanient le niveau argilo-bauxitique (Merlet, Rateau localement ?). Dans ce niveau argilo-calcaire, sont d'ailleurs visibles des organismes marins (lamelli-branches ? , gastéropodes ?).

Mais le plus souvent, le passage se fait brutalement au-dessus des bauxites.

* Dans le deuxième cas, le passage est soit progressif et rapide, soit brutal, et tronque alors la dernière séquence des calcaires lités noirs. Il est donc très probable qu'existe entre les deux termes une discontinuité sédimentaire (cf. V.3.).

L'existence de cette discontinuité, probablement liée à un événement tectonique me fait admettre sans preuve que la transgression des calcaires massifs à éléments figurés est partout synchrone.

b) Lithologie

Ces calcaires correspondent en gros au faciès des "calcaires gris" de F. ELLENBERGER (1958, p. 295) : marbres clairs à cassure grise plus ou moins sombre et fétide, très massifs, sans stratification visible, présentant souvent en surface (plus rarement en cassure) des taches claires infra-centimétriques, lui donnant un aspect grumeleux. On y devine localement, sous forme de taches plus claires ou plus sombres en patine, la présence d'éléments figurés centimétriques. Ce faciès se différencie nettement du précédent par l'absence d'apports terrigènes argileux.

c) Nature des éléments figurés

Sur les surfaces d'échantillons sciés, j'ai pu reconnaître :

- Des lithoclastes (quelques uns au Bochor, des microbrèches en versant nord de l'Aiguille de l'Arcellin).
- Des oncolithes. Assez répandus, ils sont assez bien reconnaissables (Fruit, Saulces, Rateau, Rocher du Moret (Portetta), Roc Merlet).
- Des organismes :
 - . des gastéropodes : (Fruit, Saulces, Pêche, Merlet ?, Vallette ?), parfois oncolitisés (Rateau), dont des nérinées (Bochor, Ecaille du Mône, Epéna ?), très nombreuses dans ces massifs ;
 - . des lamellibranches : (Bochor, Ecaille du Mône, Fruit, Pêche) (rares) ;
 - . des polypiers branchus : (Bochor, Epéna ?, Rochers de Plas-saz (Portetta)) ;
 - . des bioclastes millimétriques à centimétriques (Rateau, Saulces, Fruit ? , Rochers de Moret) ;
 - . des débris d'oursins (Fruit, Merlet, Pêche, Rochers de Moret, Grande Val ?, Bochor, Vallette, Petit Arcelin (très fréquents) ;

- . des entroques (Bochor, Roc de la Vallette, Pêche, Saulces ?, Rochers de Moret ?, Grande Val ?) ;
- Et des éléments non reconnaissables parmi lesquels :
 - . des grains ovoïdes inframillimétriques de calcite sombre à noire (péloïdes ??), parfois très nombreux (Vallette, Pêche) ;
 - . des granules millimétriques de calcite très claire, subsphériques (oolithes ??) ;
 - . des baguettes très fines de calcite.

La nature de ces éléments figurés, malgré leur identification parfois laborieuse et quelque peu aléatoire à cause de la recristallisation, indique un milieu de sédimentation de plate-forme exempt d'apports argileux. Cette première approximation peut être précisée par la définition de trois faciès :

- un faciès à gastéropodes ;
- un faciès à oncolithes ;
- un faciès à échinides.

F - VI.3. Les faciès des calcaires à éléments figurés

a) Le faciès à gastéropodes (exemple du Mont Bochor) (fig.21 et 23 a)

Il s'agit d'un calcaire noir, massif, fétide, non stratifié, qui contient de gros gastéropodes (Nérinées) associés à des restes isolés de polypiers, de gros lamellibranches, de grosses encrines, de rares lithoclastes, et des possibles radioles d'oursins. Ces éléments figurés de calcite blanche, non micritisés et non brisés, ne sont pas jointifs et sont inclus dans une matrice abondante (Mudstone, localement wackestone).

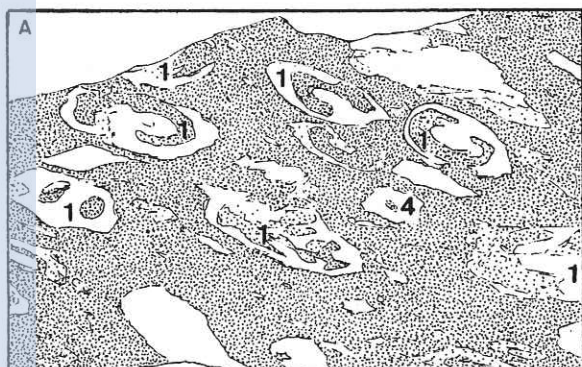
L'association de ces éléments figurés non remaniés ainsi que les caractères de la matrice indiquerait un environnement de plate-forme confinée qu'il est difficile de préciser, possiblement interne (?), mais assez ouvert.

Répartition : Les calcaires noirs de l'Epéna, bien que ses éléments ne soient pas reconnaissables, ressemblent beaucoup à ceux du Mont Bochor. On rencontre également des gastéropodes et lamellibranches dans les premiers décimètres des calcaires massifs qui surmontent les bauxites des séries du Roc Merlet et du col du Mône. Notons que toutes ces séries sont caractérisées par une forte érosion anté-Dogger, puisque seuls 30 à 40 m de C II sont préservés au Roc Merlet, la moins érodée.

Fig. 23 ASPECTS DES CALCAIRES MASSIFS A ELEMENTS FIGURES. (Surfaces sciées)

(Dimension réelle, sauf F)

A: Faciès à gastéropodes (Mont Bochor)



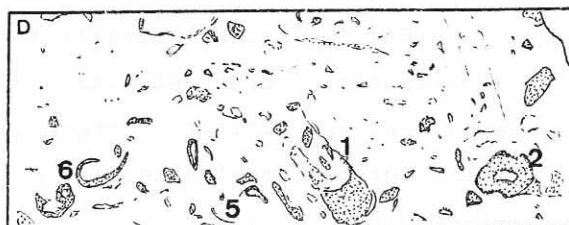
B: Faciès à oncolithes (autochtone),
(Aig. du Rateau)



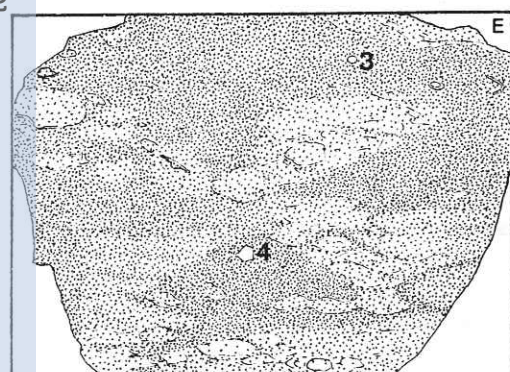
C: Faciès à oncolithes (Bloc éboulé,
Rochers de Moret)



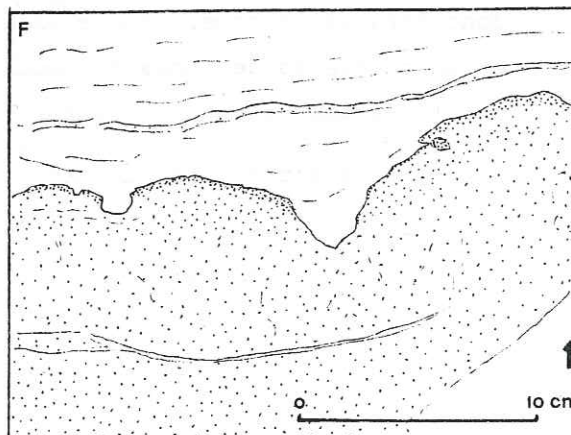
D: Faciès à oncolithes (allochtone),
(Ecaille des Saulces)



E: Faciès à échinides (Roc de la Pêche)



F: Fond durci minéralisé aux Rochers de
Plassaz. (Limite supérieure probable
des calcaires à éléments figurés).



- 1 : Gastéropodes
- 2 : Oncolithe
- 3 : Oursin (têt ou radiole)
- 4 : Crinoïde
- 5 : Bioclaste
- 6 : Lamellibranche

b) Le faciès à oncolithes (fig. 23 b, c, d)

Il est constitué de calcaires massifs gris sombre à blanc, non fétide, non stratifié. Les oncolithes peuvent atteindre ou dépasser le centimètre et sont associés à des bioclastes, de gros gastéropodes et localement, (Saulces, Fruit) à des échinides (radioles d'oursins). Ces éléments, parmi d'autres non reconnaissables, sont parfois micritisés (Rateau, Fruit, Saulces), voire oncolithisés (Rateau).

En lame mince, la matrice apparaît riche en dolomite rhomboédrique secondaire. On notera d'ailleurs que dans certaines de ces séries, les calcaires massifs présentent des lits dolomitiques, soit sous forme diffuse (Portetta, D. DATCHARRY, 1982), soit sous forme de lentilles métriques de dolomie blanche pure (sud du lac du Rateau).

La présence d'oncolithes, les phénomènes de micritisation et l'association des faunes, évoquent un milieu abrité de plate-forme externe (barrière interne ?).

Mode de gisement :

Ce faciès est autochtone à l'Aiguille du Rateau, mais n'a été reconnu que dans des blocs éboulés aux rochers de Moret.

Par contre, à l'écaille des Saulces, il apparaît sous forme de passées jaunâtres bien délimitées présentant parfois un vague granoclassement, mais dont les limites, fortement stylolithisées, ne peuvent être considérées comme sûrement ravinantes (fig. 21).

A l'Aiguille du Fruit, le faciès à oncolithes apparaît également sous forme de niveaux sombres à limites nettes, intercalés dans un calcaire clair (à échinides ?) (fig. 21).

A l'écaille des Saulces et à l'Aiguille du Fruit, ce faciès semble donc être allochtone, et ces massifs devaient donc se situer à proximité et en contrebas de zones à oncolithes et gastéropodes (Aiguille du Rateau) qui les alimentaient en coulées gravitaires biodétritiques.

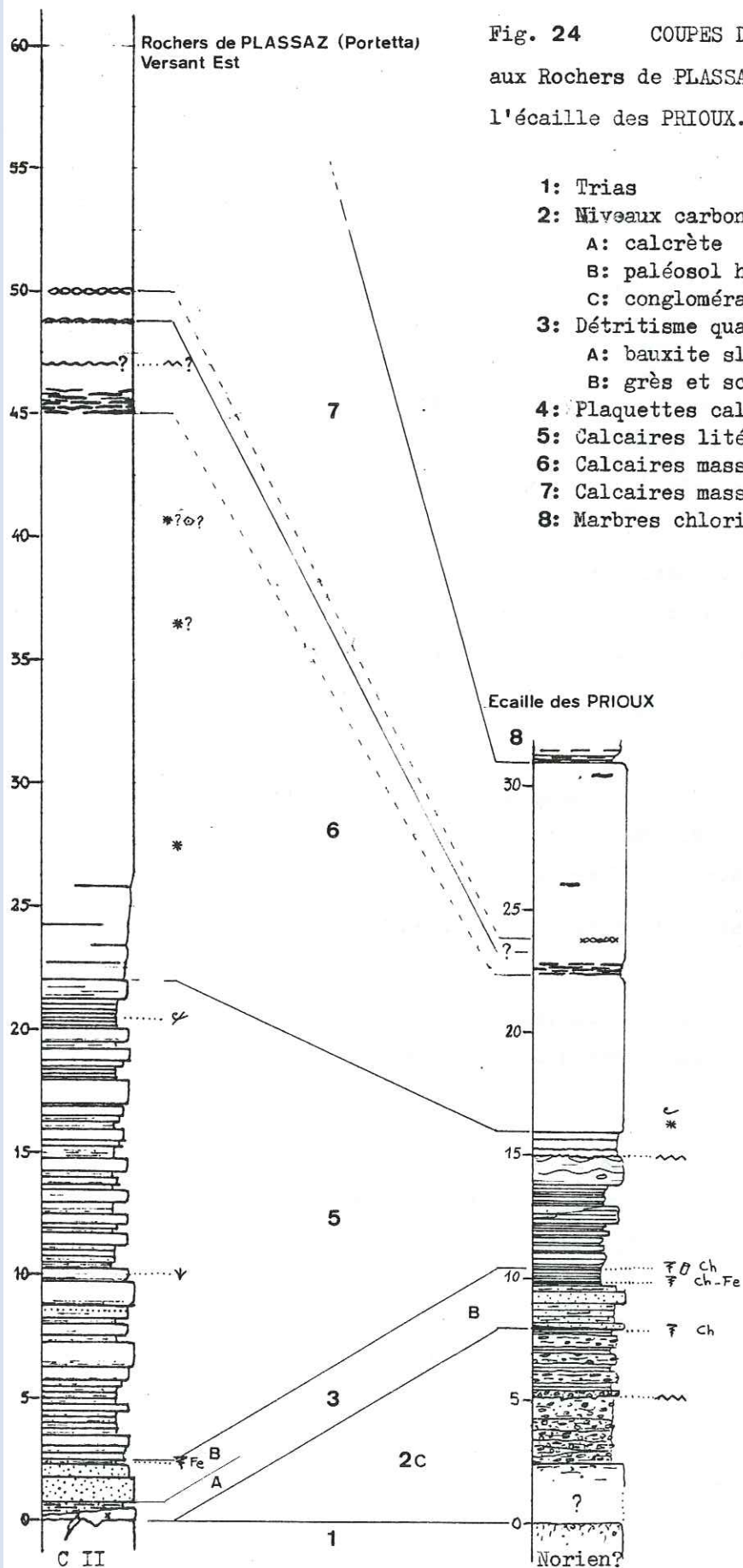
c) Le faciès à échinides

* Lithologie

Il s'agit de calcaires gris sombre et fétides à la base, passant progressivement à des calcaires gris clair moins fétides. Ils présentent en surface et en coupe des petites plages millimétriques à centimétriques

Fig. 24 COUPES DU JURASSIQUE MOYEN
aux Rochers de PLASSAZ (Portetta) et à
l'écaille des PRIOUX.

- 1: Trias
- 2: Niveaux carbonatés continentaux
 - A: calcrète
 - B: paléosol hydromorphe
 - C: conglomérat fluviatile
- 3: Détritisme quartzo-alumineux
 - A: bauxite sl
 - B: grès et schistes deltaïques
- 4: Plaquettes calcaréo-dolomitiques
- 5: Calcaires lités noirs
- 6: Calcaires massifs à éléments figurés
- 7: Calcaires massifs homogènes
- 8: Marbres chloriteux



ovoïdes, de calcite sombre ou claire, leur donnant un toucher grumeleux et un aspect moucheté. Les éléments y sont très rarement reconnaissables, mais sur surface sciée ou au microscope, on y distingue parfois des fantômes de radioles d'oursins ou d'articles de petits crinoïdes monocristallins. Au Roc de la Pêche, ce niveau contient en outre à la base quelques gastéropodes et lamellibranches qui disparaissent vers le haut. Dans ce massif, on trouve, à une trentaine de mètres de la base, un niveau métrique très constant à zones siliceuses blanches, qu'on retrouve dans de nombreux massifs (Prioux, Rochers de Plassaz, Roc du Bourget). Au microscope, la silice se présente en plages subautomorphes entourées de calcite intergranulaire. Cette disposition va dans le sens d'une épigénie siliceuse de sédiments carbonatés (F. ELLENBERGER, 1958, p. 300-301).

Au Roc de la Vallette et au Roc de la Pêche où ce faciès surmonte les calcaires lités noirs, il est extrêmement riche en petits éléments millimétriques de calcite sombre, représentant probablement d'anciens grains (péloïdes ?).

* Répartition

Ce faciès a été reconnu dans des séries à faible érosion anté-Dogger (Roc de la Vallette, Roc de la Pêche, Aiguille de l'Arcelin, Aiguille du Fruit (?)) où il surmonte directement les calcaires lités noirs.

Il est possible (?) qu'il surmonte, au Mont Bochor, le faciès à gastéropodes.

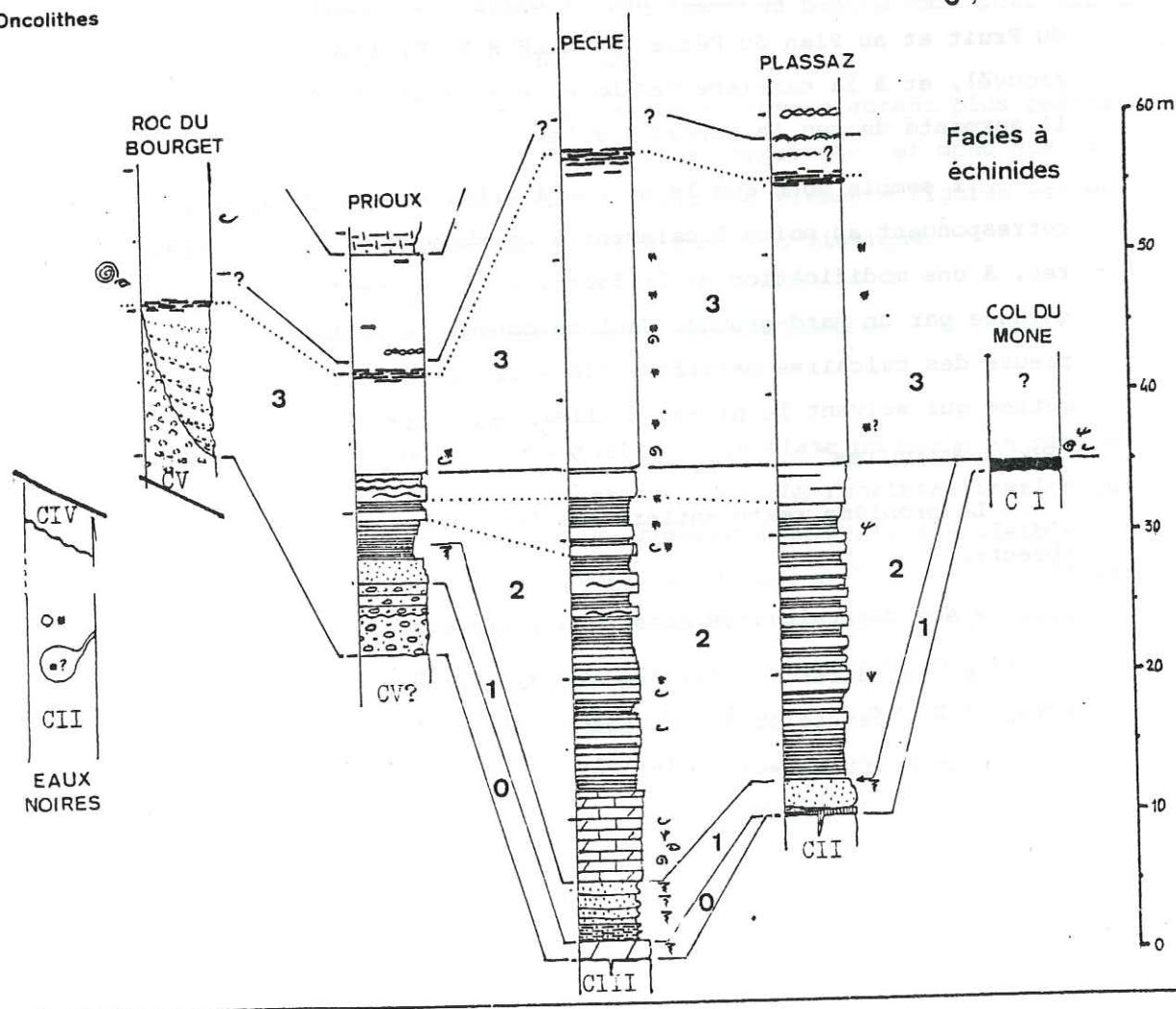
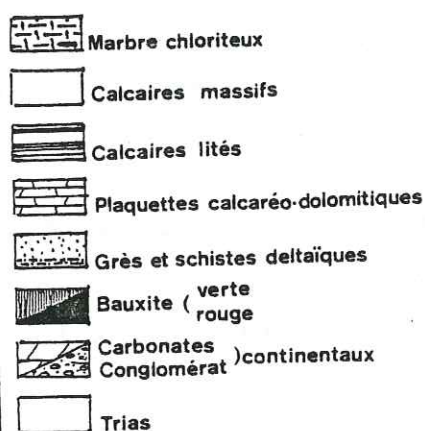
Par ailleurs, c'est ce faciès qu'il m'a semblé reconnaître dans les remplissages karstiques du Roc des Eaux Noires (cf. E. IV.3. d).

* Interprétation

Le caractère fétide, la richesse en échinides et la présence de quelques gastéropodes suggèrent un environnement de plate-forme externe confinée pour la partie inférieure de la formation. La prédominance d'entroques et l'atténuation du caractère fétide vers le haut traduirait l'évolution vers un milieu plus ouvert. Enfin, les intercalations de sédiments allochtones dans certaines de ces séries (Fruit) indiquent la proximité des secteurs surélevés et abrités à oncolithes.

L'importante réduction d'épaisseur enregistrée par certaines séries (Saulces) est inexpliquée.

Fig. 25 CORRELATIONS ENTRE DIFFERENTES COUPES
DU JURASSIQUE DE VANOISE OCCIDENTALE.



* Limite supérieure supposée

La limite supérieure de cette formation est presque partout invisible. Cependant, on trouve aux Rochers de Plassaz (Portetta), deux mètres au-dessus du niveau à silex, un niveau possible de ravinement (identification difficile en raison de la stylolithisation) et surtout, un fond durci constitué d'encroûtements organiques minéralisés. Au-dessus de ce niveau, les marbres perdent leur caractère fétide, et s'éclaircissent.

D'autre part, au Roc du Bourget, le "Dogger" débute par des calcaires gris massifs localement légèrement argileux, à passées de sables ou de micro-brèches calcaires et dolomitiques, attribuables (?) à la formation des calcaires massifs à éléments figurés. Ce niveau se termine par un horizon à silex bruns suivi, deux mètres au-dessus par des bancs à brachiopodes, bélemnites et ammonites (cf. coupes F. ELLENBERGER, 1953 et 1958, p. 224 à 226), datées du Callovien moyen à supérieur.

On peut se demander si le banc à ammonites ne constituerait pas un niveau repère qui se retrouve ailleurs en Vanoise, aux rochers de Bertou (B. DAT-CHARRY, 1982); à l'Aiguille de l'Arcelin (P. LANGLET, 1983), à l'Aiguille du Fruit et au Plan du Pêtre (F. ELLENBERGER, 1958) (que je n'ai pas retrouvé), et à la carrière des Lozes à Aussois (H. DONDEY, com. pers.) où il surmonte de peu le niveau à silex.

Il semble donc que le niveau à silex et les quelques mètres suivants correspondent au moins localement à un changement ténu d'aspect des calcaires, à une modification de la faune, et/ou à une discontinuité sédimentaire marquée par un hard-ground. Ceci me conduit à envisager que la limite supérieure des calcaires massifs à éléments figurés se situe dans les quelques mètres qui suivent le niveau à silex, non loin de ce qui pourrait être un "banc à ammonites".

Le problème reste entier dans les séries où silex et ammonites sont absents.

* Age des calcaires massifs à échinides

Les calcaires massifs à échinides, terminés ou surmontés par le banc à ammonites, datées au Roc du Bourget du Callovien moyen à supérieur sont donc anté-Callovien supérieur.

F - VI.4. Conclusions

* Ces trois faciès sont considérés (sans preuves formelles) comme synchrones à la base, leur dépôt correspondant au brusque ennoyage de l'ensemble du Briançonnais de Vanoise occidentale.

* Les trois faciès définis caractérisent trois domaines à sédimentation de plate-forme assez différents :

- plate-forme confinée (interne ?) pour le faciès à gastéropodes ;
- plate-forme externe abritée (barrière interne) pour le faciès à oncolithes ;
- plate-forme externe pour le faciès à échinides.

* Il est possible que ces trois faciès s'uniformisent vers le haut en un faciès à échinides peu fétide et assez clair, mais la limite supérieure de la formation n'ayant que rarement été reconnue, il se peut qu'il s'agisse d'un autre terme lithologique.

* La limite supérieure, souvent invisible, semble correspondre, peu après le niveau à silex, à une discontinuité sédimentaire (au moins locale), matérialisée par un fond durci minéralisé et/ou à un banc à ammonites datées en un point du Callovien moyen à supérieur.

* On remarquera que l'environnement semble être d'autant plus restreint (interne) que l'érosion anté-Dogger a été plus importante, et donc que la paléogéographie au moment du dépôt des calcaires à éléments figurés est encore en grande partie commandée par la structuration liasique.

F - VII. Les calcaires massifs homogènes

F - VII.1. Lithologie

Il s'agit d'un marbre très cristallin, gris clair ou blanc en patine, blanc ou crème à la cassure, apparemment très pur. La recristallisation lui donne en patine un aspect crayeux. Aucun élément figuré n'y est visible, mais on y voit quelquefois de rares et minces filets argileux ocre. Il est possible que la base de la formation soit représentée par des calcaires blancs à granules millimétriques de calcite blanc (oolithes ??). Mais la limite entre calcaires à éléments figurés et calcaires homogènes n'ayant été reconnue que rarement, il m'est impossible de préciser d'avantage. Quand cette limite a pu être précisée, elle est parfois soulignée par un

mince niveau de marbre noduleux rouge à "faciès Guillestre" (Plassaz, Prioux, Carrière des Lozes à Aussois (H. DONDEY, com. pers.)), dont l'origine semble liée à des phénomènes d'instabilité (M. BOURBON, 1980, 1982).

Au microscope, on ne voit que de larges plages de calcite, parfois polluées de rares opaques et accompagnées d'un peu de quartz, rarement d'un peu de phyllites. Exceptionnellement, de la calcite plus claire semble dessiner des silhouettes de petits organismes (foraminifères ??).

F - VII.2. Répartition

Ce marbre blanc n'a pas été reconnu partout. En particulier, il manque de façon certaine au col du Mône et localement à Tête Noire (sud du col de Chavière). Il existe cependant au Roc de la Pêche (Creux de la Motte), à l'Aiguille du Rateau, et à l'Aiguille du Fruit.

F - VII.3. Interprétation

Aucun élément n'aidant, on admettra, par comparaison avec d'autres régions briançonnaises, et en prolongeant la tendance transgressive des faciès à éléments figurés, que les calcaires massifs homogènes représentent le terme pélagique, mais probablement peu profond (vestiges de lamellibranches signalés par F. ELLENBERGER au Roc du Bourget (1958, p. 224-225), possibles oolithes??, absence de zones siliceuses, ...) de la transgression jurassique.

Son absence locale semble due aux érosions sous-marines du Crétacé inférieur et/ou Paléocène, plutôt qu'à une lacune au Jurassique supérieur.

F - VII.4. Age

Si la limite entre calcaires massifs à éléments figurés et calcaires massifs homogènes se situe effectivement aux abords immédiats du niveau à silex, l'âge des calcaires homogènes dépend alors de la position exacte du banc à ammonites par rapport au fond durci. Si les ammonites sont au-dessus de ce dernier, la base des calcaires homogènes est datée par elles du Callovien supérieur. En revanche, si les ammonites sont en dessous du fond durci, celui-ci pouvant représenter, comme dans les Préalpes (M. SEPTFONTAINE, 1978, 1979) une lacune de durée indéterminée, il est possible que la base des calcaires homogènes ne soit qu'oxfordienne.

F - VIII. Conclusion

F - VIII.1. Les étapes de la transgression jurassique

La figure 25 résume les étapes de la transgression jurassique. On y voit apparaître en particulier six termes lithologiques, dont la succession traduit le caractère transgressif des sédiments jurassiques de Vanoise occidentale ; et quatre événements tectoniques et/ou sédimentaires.

A chacun de ces événements correspond une discontinuité sédimentaire et, pour les trois premiers, l'envoyage d'une partie plus vaste du domaine.

Ceci m'amène à définir 4 mégaséquences sédimentaires illustrées sur les fig. 25,27 (la numérotation a été choisie en fonction des séquences déjà définies ailleurs) :

- La Séquence 0 : Il lui correspond des dépôts carbonatés continentaux autochtones.

- La Séquence 1 : Un événement tectonique, mais probablement surtout climatique provoque la brusque arrivée d'un détritisme quartzeux et/ou alumineux, déposé en milieu deltaïque ou aérien.

- La Séquence 2 : Un léger événement tectonique (affaissement, conglomérats locaux) provoque le retour de la mer sur une partie du domaine. La séquence, transgressive, présente des faciès de rivage à la base, et évolue vers un milieu de plus en plus ouvert et profond vers le haut, de plate-forme interne.

- La Séquence 3 : Une légère discontinuité sédimentaire enregistre l'envoyage total (?) du domaine briançonnais de Vanoise occidentale qui passe en milieu de plate-forme externe plus ou moins abrité, avec tendance locale à un environnement restreint.

- Enfin, un événement sédimentaire, au moins local, mais assez important marque le passage à un régime pélagique (?) vraisemblablement peu profond.

F - VIII.2. Corrélations avec les régions voisines

a) Corrélations lithostratigraphiques et sédimentologiques

* Dans la région de Briançon, D.MERCIER (P.C. de GRACIANSKY et D. MERCIER, 1976 ; D. MERCIER, 1977) a défini trois séquences sédimentaires d'extension géographique de plus en plus vaste, dont les caractères permettent des corrélations faciles (fig. 26). On remarquera que si la séquence 1 du Briançonnais classique présente des affinités avec la séquence

BRIANCONNAIS d'après (1)&(2)	VANOISE d'après (3)&(4)	PREALPES d'après (5) et (6)
Calcaires à zones siliceuses calcaires noduleux rouges calcaires fins, brèches. "Callovo-Oxfordien" (2) à Tithonique	Terme F: Calcaires clairs massifs et homogènes Oxfordien ? (4) (et Callovien sup.?)	Calcaires noduleux, calcaires sublithographiques (5), Malm- kalk (6). Oxfordien moyen ou Kimméridgien - - - lacune locale - - -
Séquence 3: Calcaires massifs à oncolithes, pellets, bio- clastes et entroques. Bathonien terminal (?) (1) à Oxfordien basal (?) 10 à 70 m.	Terme E: Calcaires clairs massifs à éléments figurés. (oncolithes, échinides, gas- téropodes) Callovien (4) (et Bathonien sup.?) 5 à 60 m.	Calcaires graveleux à échini- des, calcaires fins à oncoli- thes; "Calcaires graveleux", "Membre du col de Cordon" (5) "Stockenflue-kalk" (6). Bathonien sup./ Callovien
Séquence 2: Calcaires en plaquettes, fétides et fossi- lifères. Bathonien supérieur (1) 0 à 15 m.	Terme D: Calcaires lités noirs, fétides et fossilifè- res. Bathonien supérieur (3) 0 à 25 m. Terme C: Plaquettes calcaréo- dolomitiques fossilifères. Bathonien moyen 0 à 5 m. (3)	Calcaires foncés: calcaires et marnes fétides et fossi- lifères. (5) Bathonien moy. et sup. Calcschistes fossilifères: calcaires et marnes fétides à lentilles dolomitiques. Bathonien inférieur
Séquence I: Calcaires noirs à ostracodes, dolomies, schi- stes charbonneux, conglomé- rats. Bathonien (1) 0 à 20 m.	Terme B: Détritisme alumino- quartzueux, bauxites, grès et schistes. (3) Bajocien sup./Bathonien inf.? 0,5 à 12 m. (4) Terme A: Carbonates continen- taux, conglomérats. 0 à 5 m. (4)	Conglomérats, marnes, char- bons, grès... "Membre de Chavanette" (5), "Brèche de base" (6). Lias ? à Bajocien (5) Bajocien sup. à Bathonien inf.? (6)
(1): Graciansky-Mercier 1976 . (2): Bourbon 1980 (3): Ellenberger 1958 . (4): Jaillard (5): Septfontaine 1976, 1978 et 1980. (6) Furrer 1979 -----: Conglomérat, - - -: Ravinement, . . .: Passage progressif,: Fond durci.		
Les données lithologiques, sédimentologiques et chronostratigraphiques, quoique parfois imprécises, semblent permettre les corrélations ci-dessus. Les similitudes entre les différentes régions envisagées reflètent les conditions assez homogènes de la sédimentation lors de la transgression du jurassique moyen sur l'ensemble de la zone briançonnaise.		
Fig. 26 ESSAI DE CORRELATIONS ENTRE LES TERMES DU JURASSIQUE DANS LA ZONE BRIANCONNAISE		

1 de Vanoise occidentale, notre séquence 0 ne semble pas exister (ou n'a pas été individualisée comme telle) en Briançonnais classique.

* Dans les Préalpes, M. SEPTFONTAINE (1980), à la suite d'une étude détaillée, a proposé une synthèse du Jurassique des Préalpes. Ses subdivisions stratigraphiques lithologiques et sédimentologiques correspondent presque exactement à celles reconnues en Vanoise (fig. 26).

* Conclusion. Les différents termes du Jurassique de Vanoise sont très comparables à ceux des régions voisines du domaine briançonnais. Ils traduisent une même évolution, générale au domaine, et enregistrée dans ces grandes lignes, sur son ensemble.

Cette constatation va nous aider pour attribuer un âge aux différents niveaux du Jurassique de Vanoise.

b) Corrélations chronostratigraphiques

La région de Briançon et les Préalpes, où les terrains sont moins métamorphiques et mieux étudiés, donc mieux datés qu'en Vanoise, vont nous fournir des repères dans la chronostratigraphie du Jurassique de Vanoise.

- Age des niveaux de base (séquences 0 et 1)


* M. SEPTFONTAINE (1980) situe les bauxites de Dréveneuse entre calcschistes fossilifères et calcaires foncés (c.à.d. vers le Bathonien moyen), alors que les sédiments hyperalumineux de Vanoise se trouvent entre niveaux continentaux et plaquettes calcaréo-dolomitiques. S'agirait-il alors d'un autre niveau de bauxite ?

* Dans la partie centrale des Préalpes, M. SEPTFONTAINE (1978) attribue les conglomérats de base des "couches à Mytilus" (notre séquence 0 ?), au Lias-Bajocien.

* Dans la partie orientale des Préalpes, V. FURRER (1979, a et b) attribue la reprise de sédimentation sur le domaine à Mytilus, et un brusque changement paléogéographique dans les domaines intermédiaire et externe des Préalpes médianes, à une phase paléotectonique datée du Bajocien supérieur (zone d'ammonites à Garantiana Garantiana, V.FURRER, 1979 a, p. 635).

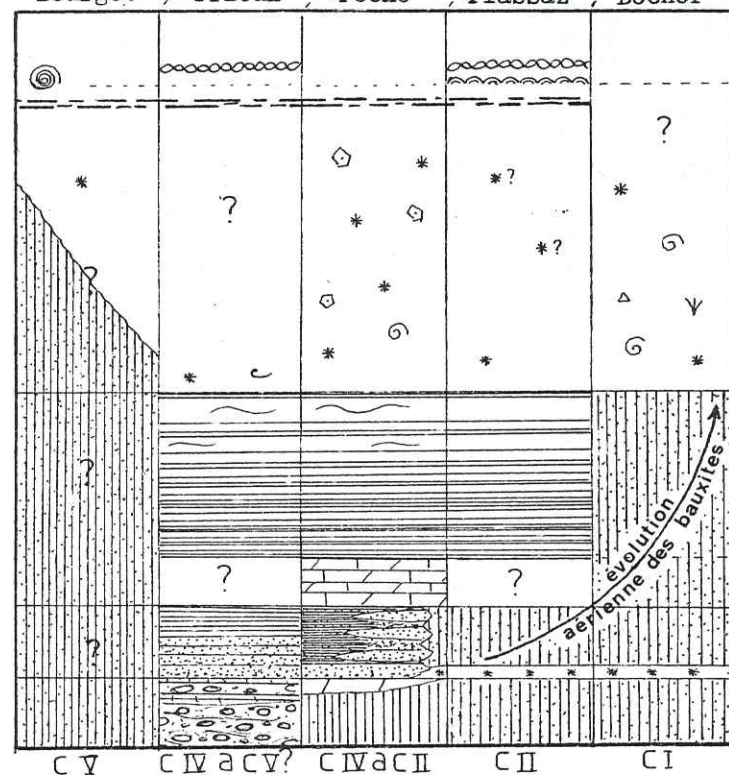
Or, en Vanoise, l'arrivée des bauxites s.l. serait due à un événement climatique et/ou tectonique et est antérieure aux plaquettes calcaréo-dolomitiques (niveau II de H. RENZ et H. BADOUX) du Bathonien inférieur. La

Fig. 27 ESSAI DE REPRESENTATION
SYNTHETIQUE DE LA TRANSGRESSION
JURASSIQUE EN VANOISE
OCCIDENTALE

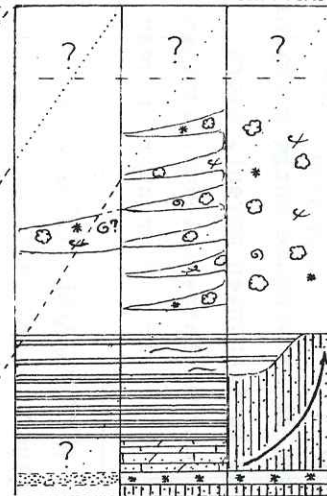
 Non dépôt

Eaux Noires

Bourget Prioux Pêche Plassaz Bochor



Saulces° Fruit° Rateau*



c.f. ci-dessous	Faciès à oncolithes autochtone* ou allochtone°	--- Limite inconnue ---	c.f. ci-dessous
	Plate-forme externe Barrière interne* ou Id. ci-dessous?°	3	c.f. ci-dessous
	c.f. ci-dessous	2	
		1	
		0	

Calcaires massifs homogènes	Plate-forme pélagique?		«Vrai MALM » (et Callov. sup?)
Calcaires massifs à éléments figurés (faciès à échinides)	Plate-forme externe plus ouverte vers le haut? Plate-forme externe plus ouverte vers le haut? (Tendance restreinte pour le Bochor?)	3	CALLOVIEN inf. et moy. (et sup?)
Calcaires lités noirs Plaquettes calca-réo-dolomitiques	Plate-forme interne tendance littorale à la base, de plus en plus ouvert vers le haut.	2	BATHONIEN
Détritisme alu-mino-quartzeux	Deltas, marais, buttes lessivées Alimentation quartzeuse	1	BAJOCIEN sup?
Carbonates continentaux	Fleuves, mares, buttes lessivées Alimentation carbonatée	0	BAJOCIEN?
LITHOLOGIE	ENVIRONNEMENT	SEQUENCE	AGE

mise en place des sédiments quartzo-alumineux de Vanoise (séquence 1) peut donc être considérée comme consécutive à la phase du Bajocien supérieur. Les niveaux carbonatés (séquence 0) restent non attribués, mais probablement de peu antérieurs.

- Age de la séquence 2

On a vu que les plaquettes calcaréo-dolomitiques étaient datées du Bathonien moyen, et que les calcaires lités noirs étaient attribués au Bathonien supérieur par F. ELLENBERGER (1958). Ces âges, qui concordent très bien avec ^{celui} des formations équivalentes du Briançonnais et des Préalpes doivent être maintenus.

- Age de la séquence 3

On a vu que les calcaires massifs à éléments figurés ne dépassaient pas le Callovien supérieur. Il est néanmoins possible que la séquence 3 débute, comme en Briançonnais classique ou dans les Préalpes, au sommet du Bathonien (?).

- Age des calcaires massifs homogènes

* En Briançonnais, un important événement tectono-sédimentaire (effondrement du domaine) marque la base des faciès du Malm pélagique, et est considéré comme Callovo-oxfordien (M. BOURBON, 1980).

* Dans les Préalpes, la base du "vrai Malm" qui succède souvent à une importante lacune marquée par des horizons de condensation et/ou de ravinement, serait oxfordien moyen (M. SEPTFONTAINE, 1978, 1979, 1980).

* En Vanoise, tant que la situation exacte du niveau à ammonites ne sera pas précisée par rapport à la discontinuité sédimentaire (fond durci), l'âge des calcaires homogènes restera imprécis. Ces derniers comprennent cependant certainement l'Oxfordien, par comparaison avec les régions voisines.

F - VIII.3. En guise de conclusion

Les termes "Dogger" et "Malm" désignent encore en Vanoise, à la fois des faciès ("Dogger à Mytilus" et "calcaires massifs du Malm"), et des étages (Jurassique respectivement moyen et supérieur). Or, partout dans la zone briançonnaise, faciès et âge apparaissent non concordants.

Il conviendrait donc d'une part de redéfinir ces termes, d'autre part de parler en termes d'étages ou de séquences.

Enfin, en Vanoise, il importe d'essayer de différencier sur le terrain, aussi souvent que faire se peut, les calcaires à éléments figurés et les calcaires homogènes, dont la limite (hypothétique) proposée mériterait d'être précisée.

G - LA SEDIMENTATION PELAGIQUE - LES MARBRES CHLORITEUX

G - I. Introduction

En 1925, E. RAGUIN démontre paléontologiquement l'existence du Crétacé métamorphique sous le faciès des "Marbres phylliteux supérieurs". Mais c'est F. ELLENBERGER (1958) qui généralise, par de nombreuses datations, l'attribution des "Marbres chloriteux" au Crétacé supérieur et au Paléocène. Il montre que, après une lacune générale du Crétacé inférieur, la sédimentation peut reprendre soit au Crétacé moyen (?) ou, plus souvent, supérieur, soit au Paléocène (F. ELLENBERGER, 1958, p. 316 à 320).

En 1979, F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT découvrent à Pralognan, dans une même série l'existence du Crétacé supérieur suivi du Paléocène supérieur/Eocène inférieur (à Lutétien ?) démontrant ainsi l'absence au moins locale du "Crétacé terminal probable et du Paléocène inférieur et moyen" (F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT, 1979, p. 44).

Depuis, les élèves de J.F. RAOULT ont retrouvé des hard-grounds intra-marbres chloriteux à la Portetta (B. DATCHARRY, 1982), au Mont Bochor (B. BROUDOUX, 1982), à l'Arcelin (P. LANGLET, 1983) et au Roc de la Vallette (H. ACCARIE, 1983), confirmant, malgré des déterminations micro-paléontologiques difficiles, la succession de deux séries de marbres chloriteux, l'une du Crétacé (moyen à) supérieur, et l'autre du Paléocène (Eocène inférieur, chacune précédée d'une longue lacune).

G - II. Lithologie

G. II.1. Le passage du Jurassique aux Marbres chloriteux

Les marbres chloriteux peuvent reposer soit sur le Malm s.s., soit, plus rarement, sur le Callovien présumé (sud de Tête Noire, ...).

Le passage peut être net et brutal. Rien ne le souligne alors (Rochers de Plassaz) et il peut présenter une surface irrégulière (ravinements ?) (Signal du Mône). Les marbres blancs sont parfois jaunis sur les derniers centimètres, et les marbres chloriteux sus-jacents peuvent remanier des galets de Jurassique (Lac du Rateau).

Les marbres chloriteux peuvent également reposer sur le Jurassique par l'intermédiaire d'un encroûtement métallique pourpre ou violet qui peut s'infiltrer dans de petites diaclases (Plan du Pêtre, Col du Mône, Crête de Chanrossa, versant ouest du Roc Merlet).

G - II.2. Les encroûtements

a) les encroûtements verts ne se trouvent qu'au contact du Jurassique et, lorsqu'ils sont datés, sont toujours Sénonien (s.l.). Plus minces (infracentimétriques) que les encroûtements rouges, ils présentent une structure stromatolitique ("choux-fleurs" de M. BOURBON, 1980) à Nubécularia (foraminifères benthiques fixés, détermination M. CARON).

Ils sont essentiellement constitués de calcite, de quartz détritique ou microcristallin, et de chlorite qui dessine les laminations.

b) Les encroûtements rouges, centimétriques à pluricentimétriques, se trouvent soit à la surface du Jurassique, soit à l'intérieur des marbres chloriteux. Lorsqu'ils sont datés, ils sont toujours associés au Tertiaire. Mais ces croûtes paléocènes (?) rouges contiennent fréquemment des nodules verts constitués de galets de marbres chloriteux à faune sénonienne, encroûtés de stromatolites minéralisés en "choux-fleur" et à Nubéculaires.

Ils sont essentiellement formés de quartz microcristallins, d'oxydes de fer et de manganèse, et d'un peu de calcite, mais la chlorite y est rare.

c) Conclusion

Il semble donc qu'on retrouve en Vanoise, comme en Briançonnais classique (M. BOURBON, 1980 p. 80-92), un encroûtement vert non métallifère à la base du Crétacé supérieur, et un encroûtement rouge métallifère plus épais, contenant des nodules, à la base des marbres chloriteux tertiaires. Dans les deux cas, ces croûtes matérialisent une lacune.

G - II.3. Les marbres chloriteux

* L'épaisseur de ces séries peut être variable, principalement du fait de la déformation (replis). Quand celle-ci paraît faible, l'épaisseur varie de 10 m (Saulces) à 80 m (Roche Nue versant Est).

* On peut, en Vanoise occidentale, distinguer deux faciès lithologiques :

- Des marbres chloriteux massifs. Il s'agit de marbres compacts où la chlorite, peu abondante, se localise dans la schistosité. La patine est variable, jaunâtre, verdâtre ou rosée, plus ou moins foncée, mais toujours brunâtre de loin. A la cassure, la calcite, très recristallisée est claire et peut présenter des veines, des "nuages" ou des niveaux vert pâle, "vieux rose" ou pourpres. On notera la présence locale mais fréquente de quartz apparemment détritique, spécialement aux abords des encroûtements.

Fig. 28 EXEMPLES DE CROUTES METALLIFERES DANS LES MARBRES CHLORITEUX. STRUCTURE ET AGE. (Lames minces)

LEGENDE

- 1: Croûte d'opagues non laminés
2: Croûte d'opagues laminés
3: Encroûtement en colonnettes ou choux-fleurs.
4: Encroûtement mal structuré
5: Phyllites s.l.

- 6: Chlorite
7: Marbre chloriteux
8: Marbre très chloriteux
: Quartz
C: Cénomaniens? (Rotali-
pora?)
S: Sénonien s.l. (Glo-
botruncana bicaréné)
T: Tertiaire (Globigérine)

A: Croûte rouge entre Sénonien et Paléocène (?). (Plan du Pêtre, Aig. du Rateau). Les marbres chloriteux sénoniens contiennent un galet de marbre jurassique supérieur entouré d'une croûte stromatolitique chloriteuse verte.

B: Croûte rouge à nodule entre Sénonien et Tertiaire (Paléocène?). (Base NE de Grosse Tête, Aig. Fruit)

C: Élément de Séno-
nien entouré d'un
double encroûtement
rouge (redoublement
de la séquence 2,3,
4). (Croûte rouge
entre marbres chlo-
riteux massifs et
fissiles. Crête de
Chanrossa, Aig. du
Fruit).

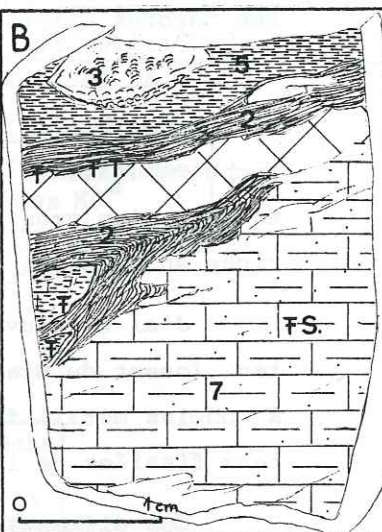
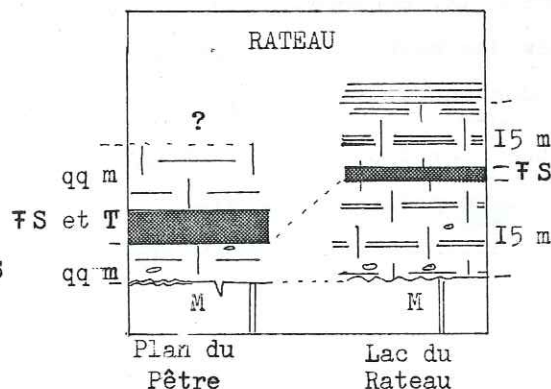
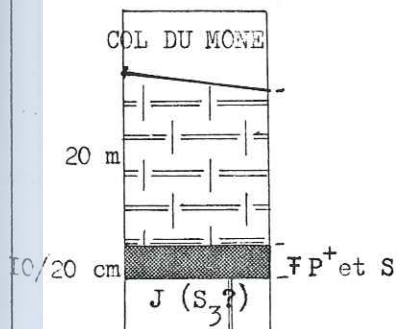
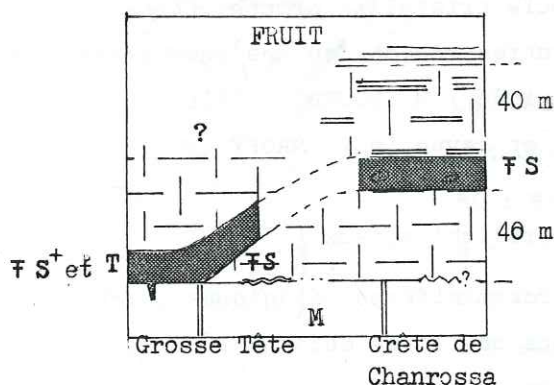
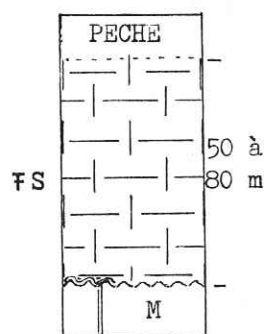


Figure : 29

COUPES SCHEMATIQUES DES
MARBRES CHLORITEUX DANS
DIFFERENTS MASSIFS DE
VANOISE OCCIDENTALE.

- P : Paléocène
T : Tertiaire sl
S : Sénonien
M : "vrai Malm"
J : Jurassique sl
(+ : ... supérieur)

- ~~~~~: Ravinement
~~~~~: croûte chloriteuse  
~~~~~: croûte métallifère  
~~~~~: Schistes de Pralognan  
~~~~~: Marbres chloriteux  
fissiles
~~~~~: Marbres chloriteux  
massifs  
~~~~~: Calcaires massifs



- Des marbres chloriteux fissiles. Les phyllites y sont abondantes et s'organisent en lits (schistosité et/ou stratification ?) à la faveur desquels la roche se débite en plaquettes. On y trouve en outre, d'assez nombreux exsudats de Calcite blanche ou grise. La patine, beige à rosée, est peu différente de la cassure, crème.

Ces deux types lithologiques semblent refléter des roches originellement différentes : des calcaires, faiblement argileux dans la masse, pour les marbres chloriteux massifs, et des calcaires à interlits argileux (?) pour les marbres chloriteux fissiles, en tout cas plus riche en argile.

* Au cours d'une course commune, S. DU CHAFFAUT a découvert dans un bloc de marbre chloriteux fissile, une boule pluridécimétrique ronde de roche cristalline. Le microscope y montre la minéralogie et la structure équante d'un granite (quartz, feldspaths, biotite à zircon...), mais très riche en Calcite, infiltrée probablement lors de la resédimentation marine.

J'ai retrouvé des galets centimétriques de quartz au torrent d'Iser-tan (ouest du Grand Marchet) dans des marbres chloriteux (non encore datés), à nodules métallifères, probablement paléocènes, et dans les marbres chloriteux fissiles de l'arête ESE du Roc Merlet.

Ces éléments détritiques siliceux témoigneraient de l'érosion (au Paléocène ?) d'un socle cristallin proche; comme cela l'a été envisagé dans de nombreuses autres régions où des phénomènes identiques ont été observés (B. TISSOT, 1956 ; M. BOURBON, 1976, 1980 ; M. VANOSSI, 1980 ; C. KERCKHOVE, 1980 ; et revue in P. MAURY et L.E. RICO, 1983).

G. - III. Age des marbres chloriteux

On trouve des foraminifères pélagiques parfois déterminables, soit dans les encroûtements où ils se détachent du fond d'oxydes colorés, mais donnent alors l'âge de la lacune où, probablement, du tout début de la reprise de sédimentation (M. BOURBON, 1980, p. 90-91) ; soit dans les niveaux très pigmentés des marbres chloriteux, où ils sont souvent moins bien conservés, mais donnent alors des âges plus concordants.

A l'aide de cette microfaune, quelques datations faites aimablement par M. CARON ont permis de préciser les modalités de la sédimentation pélagique crétacée et paléocène sur le terrain étudié.

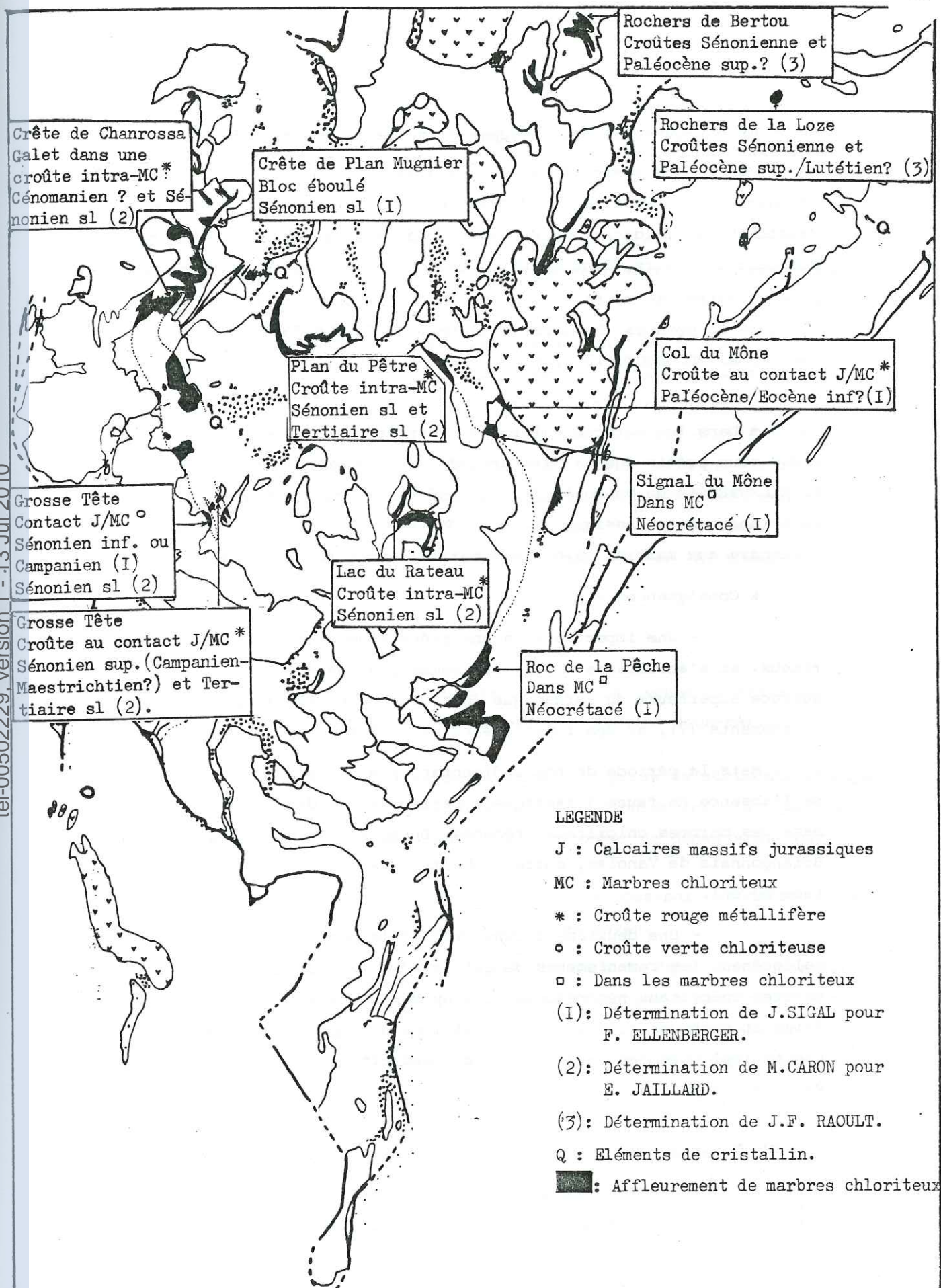


Fig. 30 MARBRES CHLORITEUX EN VANOISÉ OCCIDENTALE : AFFLEUREMENTS ET POINTS DATES.

On y trouve les deux groupes d'âge classique du Briançonnais

* Pour la série crétacée, les âges, souvent imprécis, sont toujours Sénoniens s.l., et iraient du Cénomanién ? (*Rotalipora* ?) au Campanien-Maestrichtien ? (datations M. CARON). La base des marbres chloriteux pourrait donc être, dans certains des chaînons étudiés, Crétacé moyen (?), comme d'autres secteurs de Vanoise où des âges Albien supérieur ou Cénomanién (?) sont soupçonnés (Rochers du Chatel, F. ELLENBERGER, 1958, p. 317 ; Mont Bochor, B. BROUDOUX, 1982, p. 17 ; Chalets de l'Arcelin, P. LANGLET, 1983, p. 22).

* Dans les marbres chloriteux tertiaires, aucune lame mince n'a donné d'âge plus précis que le hard-ground du Col du Mône daté par J. SIGAL pour F. ELLENBERGER du Paléocène/Eocène inférieur. Mais cet âge étant fréquent en Briançonnais classique (M. BOURBON, 1980) et en Vanoise, on l'étendra aux marbres chloriteux tertiaires du terrain étudié.

* Conséquences :

- Une importante lacune précède donc le dépôt des marbres chloriteux, et s'accompagne d'érosions, comme l'attestent l'irrégularité de la surface supérieure du Jurassique (discordance cartographique), de possibles ravinements (?), et des remaniements de galets jurassiques.

Mais la période de non sédimentation n'est pas précisable en raison de l'absence de faune jurassique supérieur et de datations précises de la base des marbres chloriteux crétacés. Du moins est-elle comprise dans le Briançonnais de Vanoise, entre le Malm et le Sénonien (localement, le Crétacé moyen).

- Une deuxième lacune précède le dépôt des marbres chloriteux paléocènes. Les remaniements de galets sénoniens et l'absence locale des marbres chloriteux néocrétacés (col du Mône, versant ouest du Roc Merlet) laissent supposer qu'elle s'est également accompagnée d'érosions. La fourchette impliquée par cette lacune s'étendrait du Maestrichtien (sup.?) au Paléocène sup. (?).

G - IV. Relations entre faciès lithologique et âge des marbres chloriteux

F. ELLENBERGER avait cherché à découvrir un lien entre faciès et âge des marbres chloriteux. Il en avait conclu (1958, p. 321) que "les

couleurs n'ont aucune signification chronologique", mais que "dans bien des cas (...), le faciès massif paraît être néocrétacé (en tout cas à la base), et le faciès schisteux paléocène, en ce cas assez puissant".

B. BROUDOUX (1982) et B. DATCHARRY (1982) signalent également que les marbres chloriteux datés du Paléocène supérieur sont plus fissiles que ceux datés du Crétacé supérieur.

Je ne peux que confirmer ces observations, en ajoutant toutefois que le Paléocène peut être représenté par des marbres chloriteux massifs, très pauvres en phyllites, mais dont la couleur est alors franchement pourpre (plan du Pêtre, Grosse Tête). Il semble donc plus justifié d'attribuer les variations de couleur à des conditions particulières de sédimentation, les teintes rouges et vertes caractérisant les hauts-fonds bien oxygénés et alors pauvres en argiles, et les teintes grises ou jaunes caractérisant les dépôts de sillon à phyllites plus abondantes (cf. M. BOURBON, 1980, p. 44 et 142).

G - V. Conclusion

- Le Crétacé inférieur est caractérisé par une lacune générale de sédimentation très probablement accompagnée de l'érosion sous-marine d'une partie des dépôts antérieurs.

- Une mince croûte chloriteuse annonce la reprise de sédimentation qui daterait selon les endroits du Cénomaniens (?) au Sénonien inf., et qui voit se déposer des calcaires peu argileux, dont le sommet ne dépasserait pas le Maestrichtien.

- Une deuxième lacune accompagnée d'érosions sous-marines caractérise le Crétacé terminal et le Paléocène inférieur et moyen.

- Un encroûtement métallifère localement daté du Paléocène supérieur-Eocène inférieur précède le dépôt de calcaires franchement argileux contenant localement des éléments détritiques siliceux, et pouvant reposer, suivant l'importance de l'érosion paléocène, jusque sur le Jurassique.

- Des variations de couleur et de teneur en argile reflètent la paléomorphologie de l'aire de dépôt.

H - LA SEDIMENTATION PREOROGENIQUE - LES SCHISTES DE PRALOGNAN

H - I. Introduction

F. ELLENBERGER (1958, p. 331-332) avait établi que cette formation, surmontant les marbres chloriteux, était équivalente au "flysch noir" du Briançonnais classique. Mais eu égard à sa faible puissance (quelques dizaines de mètres), il avait préféré la désigner sous le terme de "Schistes", dénomination que je conserverai.

H - II. Lithologie

Les schistes de Pralognan ne donnent aucune bonne coupe, à cause de leur nature fissile (nombreux glissements, modelé doux sans escarpements) et de leur situation stratigraphique au sommet de la série briançonnaise (31 % de leurs contours cartographiques sont en contact avec des cargneules ou des gypses). Cependant, là où il est visible (ouest du Lac du Rateau, sud du Lac supérieur des Merlet, nord-Est du Refuge des Merlet), le passage des marbres chloriteux paléocènes aux schistes de Pralognan est progressif. Par exemple au sud du Lac supérieur des Merlet, le passage se fait par augmentation de la proportion en argile (apparition de lits pélitiques centimétriques brun noir) et diminution corrélative de l'épaisseur des lits calcaires (calcschistes beiges ou gris crème) qui passent rapidement à des schistes carbonatés intercalés de calcaires et de bancs gréseux souvent carbonatés, qui deviennent vers le haut (stratigraphique) épais (plurimétriques) et grossiers (grains de quartz millimétriques).

Cette coupe rapide (aux nombreux replis près) montre une augmentation de plus en plus rapide de la fraction détritique, d'abord fine (pélites) puis grossière (grès), mais presque toujours mêlée à des carbonates.

Ailleurs (Lac du Rateau) le passage peut être plus rapide, et on peut rencontrer pêle-mêle dans les cargneules (Bergerie de la Petite Val) des faciès variés (schistes gris souvent quartzeux, calcaires gréseux roux, grès calcaires brun noir, calcaires brunâtres à croûte manganésifère (?), calcschistes, marbres phylliteux gris, bleus, verts et/ou blancs...

On notera de plus l'épaisseur relativement faible des schistes de Pralognan et l'absence de schistes à blocs, ce qui pourrait indiquer, comme l'avait suggéré F. ELLENBERGER (1958, p. 332), que la sédimentation s'était arrêtée prématurément.

H - III. Faune et âge

F. ELLENBERGER y signale des débris attribuables à des lithothamniées et leur suppose un âge Eocène (1958, p. 332).

Plus récemment, F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT (1979), en découvrant une *Morozovella* (Paléocène sup. à Lutétien moyen), pensent que les schistes de Pralognan pouvaient ne débiter qu'à l'Eocène moyen. Enfin, B. BROUDOUX (1983) y trouve des organismes qui sont "très probablement" des Globigérinidés s.l. et des Rotalidés s.l., ce qui le conduit à envisager un milieu hémipélagique de dépôt. (Notons que dans les Préalpes, le flysch serait priabonien (A. BAUD et M. SEPTFONTAINE, 1980).

I - LES TERRAINS NON BRIANÇONNAIS OCCIDENTAL

I - I. Les gypses

I - I.1. Introduction

La Vanoise occidentale comporte d'énormes masses de gypse visibles à la Dent du Villard, au Petit Mont Blanc, ou au Roc du Soufre. En versant N de la Dent du Villard, F. ELLENBERGER (1958, p. 202-205) avait trouvé une lentille de schistes noirs à végétaux (*Equisetum*), arthropodes et insectes, démontrant ainsi l'âge carnien des gypses encaissants. Par ailleurs, l'absence totale d'évaporites au sein des séries briançonnaises de Vanoise l'avait conduit à considérer ces masses de gypse comme allochtones, et provenant de la zone piémontaise.

I - I.2. Le Roc du Soufre

Ce petit sommet est constitué d'environ 100 m d'anhydrite plus ou moins mêlé de cargneule et contenant des petits grains de soufre natif. Aucune observation sédimentaire n'y a été faite.

I - I.3. Le Petit Mont Blanc

Ce très beau blevédère qui domine Pralognan est formé d'une série épaisse d'environ 600 m (sauf redoublement possible) constituée de plusieurs faciès (fig. 32) :

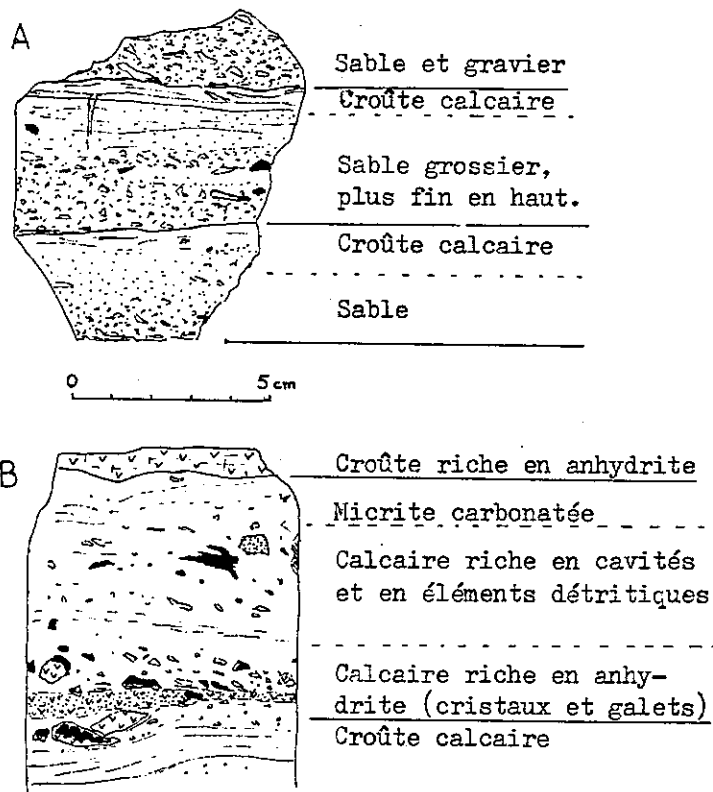
a) Des lentilles hectométriques d'anhydrite blanche, assez pure, à fins granules dolomitiques gris sombre.

b) A la base de la montagne, on trouve des sédiments organisés en séquences décimétriques régressives médio- à supralittorales. Ces séquences sont de deux types (fig. 31) :

* Séquences sableuses

Elles débutent par un niveau sableux fin (grains inframillimétriques) à rares "Keystone vugs" et gravelles d'anhydrite (tous deux millimétriques) et à quelques minces laminations faites d'un sédiment carbonaté silteux ou grossièrement micritique qui constitue ailleurs le ciment. Ce terme peut manquer.

Au-dessus, on trouve un niveau sableux grossier (grains millimétriques ou plus) à keystone vugs atteignant le centimètre, et granules d'anhydrite plurimillimétriques. Le ciment silteux est plus rare et ne forme pas de lits.



A : Séquence sableuse (plage)

B : Séquence carbonatée

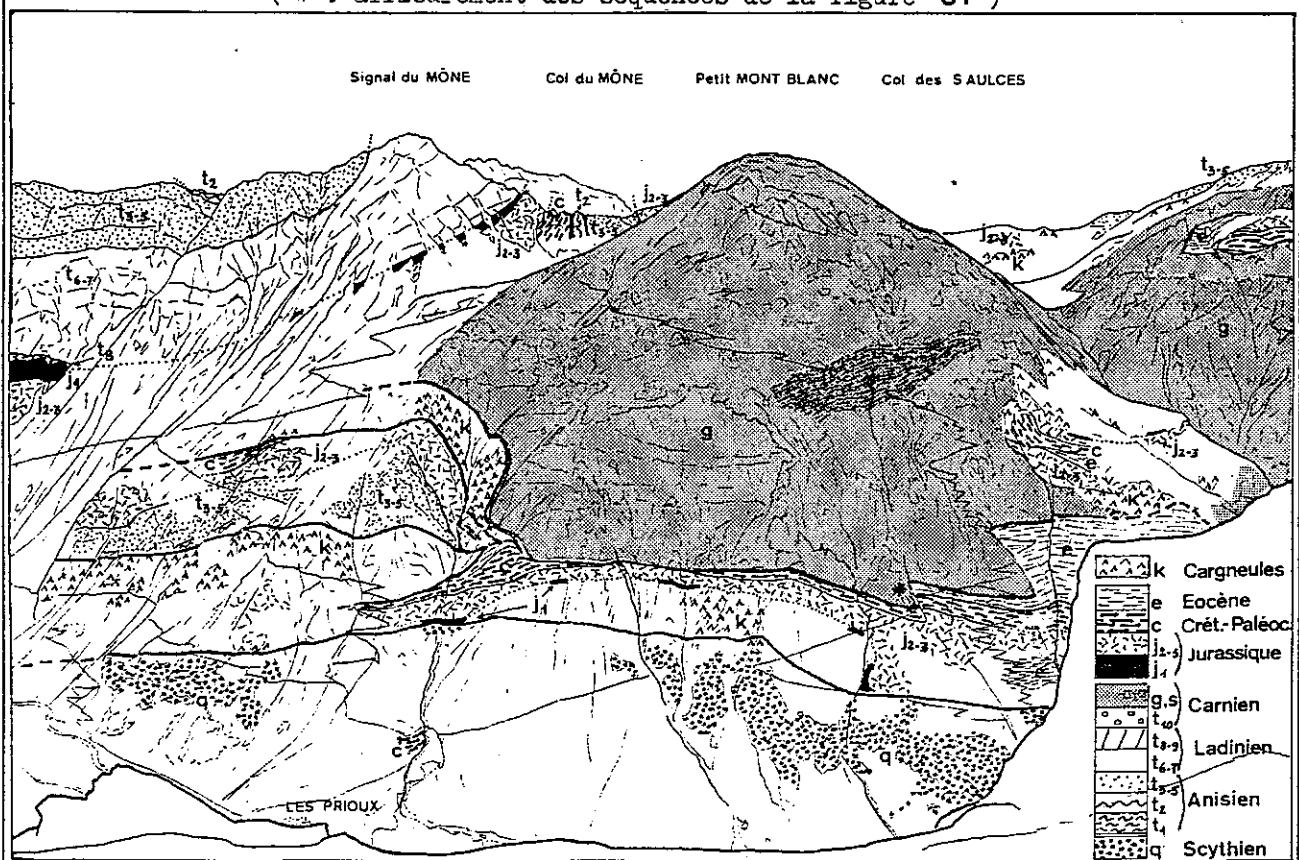
(Localisation sur la fig. 32)

Les éléments détritiques sont essentiellement du quartz, des schistes verts et bruns, de l'anhydrite et des carbonates.

Les séquences, riches en cavités (en noir), en anhydrite () et se terminant par une croûte laminée, illustrent bien le milieu de sédimentation : inter-à supratidal, en conditions évaporitiques.

Fig. 31 SEQUENCES PARTICULIERES DANS LES GYPSES DU PETIT MONT BLANC

Fig. 32 PANORAMA DU PETIT MONT BLANC, depuis le refuge de la Vallette.
(* : affleurement des séquences de la figure 31)



Dans ces deux termes, les particules détritiques sont constituées de grains de quartz et de calcaire, et de fragments de schistes verts et de croûte carbonatée remaniée.

- La séquence se termine par un niveau micritique laminé, de plus en plus fin vers le haut, dépourvu d'anhydrite, mais assez riche en oxydes et en petits quartz qui soulignent les laminations. Ce niveau, très pauvre en cavités, montre parfois des fentes verticales en V (dessiccation).

Ces séquences traduisent donc une évolution d'un milieu intertidal inférieur à un milieu supratidal (caliche) en milieu évaporitique.

De plus, les contacts entre séquences sont très souvent ravinants et légèrement discordants, évoquant des formations de type plage (ou cordon) (B.H. PURSER, 1980).

* Séquences carbonatées

Le corps carbonaté de la séquence, riche en très petits débris quartzeux, schisteux et carbonatés, montre de très nombreuses cavités millimétriques à centimétriques, souvent alignées selon la stratification, et à concavité tournée vers le bas. Les cavités attribuables à la dissolution de nodules d'anhydrite se situent surtout en bas de séquence, celles attribuables à des bulles de gaz sont essentiellement en haut de séquence, tandis que les cavités inframillimétriques (birdseyes) sont présentes dans toute cette partie.

Sur les quelques derniers centimètres, le nombre et la taille des cavités diminuent rapidement et la fraction silto-sableuse du ciment disparaît, faisant place à une micrite assez grossière, vaguement laminée, puis à une croûte carbonatée plus ou moins riche en anhydrite microcristalline et en petits quartz.

Ces séquences montrent une évolution du niveau intertidal (supérieur ?) au niveau supratidal, en milieu toujours évaporitique, mais plus abrité et moins détritique que précédemment.

c) En versant Est du Petit Mont Blanc, au milieu des gypses se trouve une lentille épaisse d'une centaine de mètres, constituée de :

- calcaires argileux brun-noir qui montrent en surface des traces de bulles de dégazage (milieu aérien, B.H. PURSER, 1980) ; des empreintes de pistes de petits organismes (vers ?) ; et des débris non identifiés (végétaux ?, bras de crinoïdes ?) ;

- schistes noirs non calcaires ;
- marnes dolomitiques jaunâtres ;
- et localement marnes à laminations millimétriques (varves) surmontées de grès grossiers ravinant.

Ces faciès, apparemment proches de ceux de la Dent du Villard (F. ELLENBERGER, 1958, p. 202), témoignent d'apports détritiques (pélites, grès) locaux mais importants dans le bassin évaporitique.

d) Au sommet géométrique de l'échelle renversée des Saulces, on peut observer, mêlés aux gypses, des schistes fins verts, ou gris violacés, non calcaires et souvent riches en pyrite, des grès grossiers ferrugineux parfois calcaires, des marnes dolomitiques gréseuses jaunes, des "microbrèches à matrice de cargneule" à fragments de schistes verts et de cristallin, et des calcschistes verts.

Cette formation très épaisse, déposée en milieu inter- à supratidal dans un bassin évaporitique recevant des apports détritiques importants mais localisés, ne peut être attribuée qu'au Carnien moyen.

Aucun indice ne permet de préciser si cette série appartient au domaine briançonnais ou au domaine piémontais. Je pense néanmoins que l'origine briançonnaise ne peut être exclue (cf. § D.III), comme l'avait envisagé J. RICOUR (1962) puis J.C. BARFETY et al. (1970), J. MEGARD (1972) et J. MEGARD et J.M. CARON (1972).

I - II. Les écaillés à Lias de type Grande Motte

L'accident de Chavière contient de très nombreux lambeaux le plus souvent étirés, fracturés et écaillés, parmi lesquels deux affleurements sont attribuables à des séries de type Nappe de la Grande Motte.

i - II.1. Au niveau du lieu dit la Rama, en rive gauche du Doron de Chavière, sous le sentier montant au Refuge de Peclet-Polset, affleure un lambeau de calcschistes fins, gris clair ou verdâtre, à cassure brun clair, à surface micacée et pâte légèrement siliceuse. On y trouve des intercalations de bancs calcaires brun-rouge à tâches rouille (d'ankérite ?), à chlorite et grains de quartz apparemment néoformés.

Ce faciès semble comparable à celui que F. ELLENBERGER a décrit sous le nom de "Lias prépiémontais de type Pisset" (1958, p. 276) et que j'ai pu voir par exemple à la base Est du Mont Pelve.

I - II.2. En remontant le lit du torrent de Chavière, on trouve entre 2300 et 2320 m d'altitude, en affleurement à moitié recouvert par les moraines du glacier de la Masse, et qui est constitué de calcaires lités bleu sombre à noir à très nombreuses zones siliceuses fauves. Ce faciès est exactement le même que celui du "Lias prépiémontais" de la Grande Casse. Cette formation est d'ailleurs suivie à l'ouest, après une lacune d'observation, par des calcaires lités noirs à rares échinides, typique du Bathonien.

Bien que ces attributions ne soient fondées sur aucune preuve paléontologique, la deuxième au moins me paraît incontestable.

I - III. Termes non attribués

Quelques formations écaillées et étirées situées dans l'accident de Chavières ne semblent pas pouvoir être attribuées au domaine briançonnais occidental.

I - III.1. Marbres bariolés et marbres quartzo-phylliteux de Frétarbe

Ces roches affleurent en versant NW des Planettes, et dans le lit du torrent de Chavière au niveau du Chalet de Frétarbe (fig. 33).

Il s'agit de marbres et très rares dolomies très étirés, lités, blancs, gris très clairs ou noirs, fréquemment veinés de violet, rouge, jaune, rose ou vert. Ils sont en contact avec des marbres phylliteux brun verdâtres très quartzeux qui sont de plus en plus massifs en s'éloignant des marbres.

Il se pourrait que ce soient ces mêmes marbres quartzo-phylliteux, qu'on retrouve dans le lit du torrent de Chavière, entre les chalets ruinés de la Rama et des Fonds.

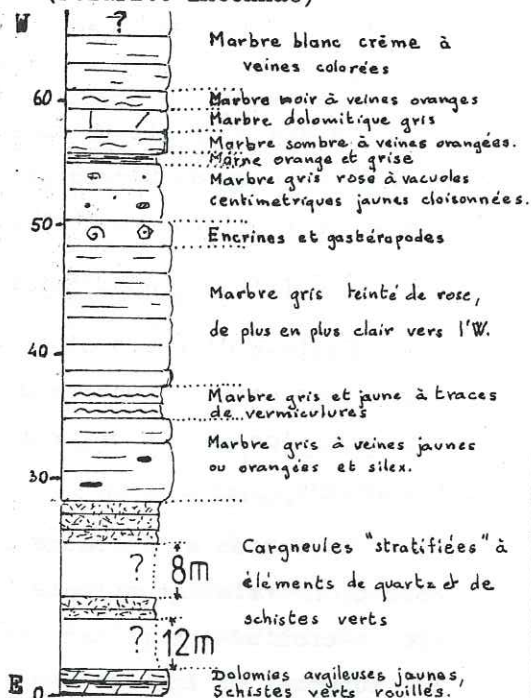
Bien que pouvant rappeler respectivement les faciès du "Malm" et du Néocrétacé/Paléocène du briançonnais occidental, ces formations ne me semblent pas pouvoir être assimilées avec ses termes de la série de Vanoise occidentale. Leur origine et leur âge restent donc inconnus.

I - III.2. Les marbres phylliteux du Col de Chavière

On les rencontre au contact entre Trias carbonaté et quartzites scythiens, un kilomètre au nord du Col de Chavière, et d'autre part, 200 m à l'E de l'affleurement du Lias prépiémontais de type Grande Casse (cf. § II.2. de ce chapitre) (fig. 33).

Fig. 33 CARTE DES ECAILLES DE LA
PARTIE SUD DE LA VALLEE DE CHAVIERE

Coupe schématique de l'écaille 3
(Polarité inconnue)



LEGENDE

1 : Marbres phylliteux du col de Chavière (I.III.2)

(Jurassique et Crétacé)

2 : Ecaille de la Masse (I.II.2)

"Dogger"

Lias de type Grande Motte

3 : Ecaille orientale des Fonds (I.III.3)

Calcaires et dolomies (Trias sup.?)

4 : Ecaille occidentale des Fonds (I.III.4)

Marbres phylliteux plaquetés

Calcaires clairs ou noirs

5 : Ecaille de la Rama (I.II.I)

Lias "prépiémontais" de type Pisset?

6 : Ecaille des Planettes

C III)

C II)

C I)

Trias moyen

7 : Ecaille de Frétarbe (I.III.I)

Marbres phylliteux et siliceux (Néocrétacé?)

Marbres bariolés (Jurassique?)

Quartzites de Vanoise méridionale

Cargneules polygéniques

Moraines

Terrasses

Formations de pente indifférenciées

Quaternaire

Ce sont des marbres d'une couleur brune à vert foncé due à l'abondance de chlorite. Ils sont associés à des calcaires en bancs noirs et des marbres lités verts et blancs, phylliteux.

Là non plus, il ne me semble pas possible de les assimiler aux marbres chloriteux du Néocrétacé/Paléocène de Vanoise occidentale. Aussi, leur âge et leur origine restent-ils inconnus.

î - III.3. L'écaille orientale des Fonds de Chavière

Epaisse d'un peu plus de 50 mètres, cette formation calcaréo-dolomitique très étirée comporte des lits de cargneules d'apparence stratifiée, sans que l'on puisse déterminer si elles sont en contact sédimentaire ou tectonique (fig. 33).

Le faciès et la faune observés (encrines et gastéropodes) évoquent des formations triasiques, mais l'état de la coupe, incomplète (tronquée ?) et très tectonisée ne permet pas d'attribution fiable. On peut éventuellement lui supposer un âge carnien (moyen ou supérieur) d'après les descriptions faites par J. MEGARD (1972) et J.C. BARFETY et al. (1972), mais aussi possiblement anisien.

î - III.4. L'écaille occidentale des Fonds de Chavière

Cette écaille semble comporter en fait plusieurs lambeaux. En l'absence d'attributions stratigraphiques, l'individualisation de ces possibles lambeaux n'a pu être faite (fig. 33).

On y rencontre en particulier :

Au sud : des marbres phylliteux plaquetés brun-beige (cf. § î-III.1. de ce chapitre), associés à quelques bancs de marbres gris à gros cristaux de quartz probablement néoformés, et en contact avec des marbres jaunâtres à cloisons argileuses pouvant (??) rappeler des vermiculures étirées.

Au nord : une succession de calcaires (marbres noirs avec ou sans cloisons argileuses, très étirés ; marbres gris ou blancs épais), dans laquelle s'intercale un niveau de 3 à 5 mètres à calcschistes verts, marbres bariolés (roses, bruns, blancs) et schistes noirs non carbonatés à patine rouille; et à encrines (?) noires.

Ces associations lithologiques, inconnues dans la série briançonnaise de Vanoise occidentale, pourraient peut être rappeler (?) (si on doit leur trouver une attribution), les faciès du Rhétien de la Série de la Grande Motte (F. ELLENBERGER, 1958, p. 258 à 265).

J - LES CARGNEULES

Les roches appelées communément cargneules affleurent abondamment sur le secteur étudié. Mais, un examen attentif montre qu'on peut y distinguer plusieurs variétés. Je reprendrai dans ce chapitre les deux grandes distinctions faites par J. DEBELMAS et al., 1980.

J - I. Les cargneules monogéniques

J - I.1. Description

On connaît l'aspect de ces roches de couleur blanche, jaune ou orange, bréchiques et/ou vacuolaires quand les éléments dolomitiques, altérés, sont totalement ou partiellement dissous. Les éléments y sont de taille variable (millimétriques à pluridécimétriques), le plus souvent anguleux, et presque exclusivement carbonatés (calcaires et dolomies). Elles peuvent être soit dures et compactes, formant alors des clochetons ou éperons ruiniformes, soit meubles et se désagrégeant en sable et gravier.

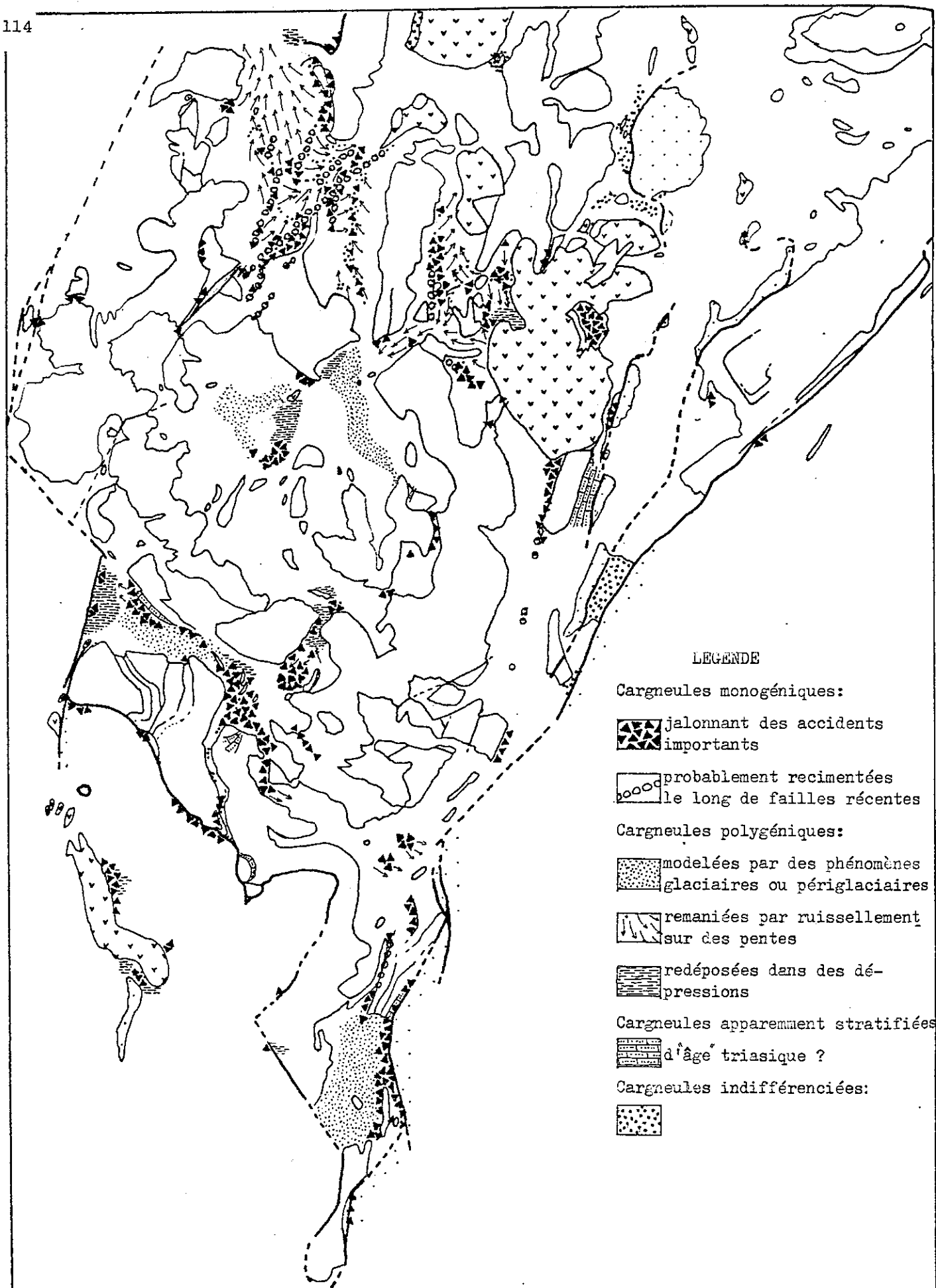
J - I.2. Affleurements

Ces roches peuvent jalonner d'importants accidents tectoniques (accident de Chavière, Col du Fruit, versant Est du Roc Merlet, Col du Soufre, torrent de Gébroulaz, Col Rouge, versant SSW de l'Aiguille du Fruit) ou les contacts entre chaînons (Col du Rateau, Arête sud du Col du Mône, versant W du Roc Merlet, ESE du Col de Chanrouge, ...).

Dans les deux cas, on remarque que les cargneules monogéniques dures et compactes voisinent avec les cargneules plus meubles, et sont parfois alignées selon des directions privilégiées qui sont celles de failles récentes (Grande Val, versant E de Roche Nue, torrent de Chavière, ...), suggérant ainsi qu'elles se sont formées par cimentation de cargneules meubles par des eaux minéralisées remontant le long de ces accidents.

Mais on les trouve aussi en larges affleurements entre les chaînons (Plan du Pêtre, Montagne de la Grande Val, Combe de Chanrouge, sud du Col des Saulces, vallon est de la montagne de la Petite Val).

Une bonne partie d'entre elles semble être due à la cimentation d'éboulis ou de moraines (Plan du Pêtre, sud du Col des Saulces, versant Est du Petit Mont Blanc), où à un épandage récent par désagrégation des cargneules meubles, s'apparentant alors aux cargneules polygéniques.



J - II. Les cargneules polygéniques

J - II.1. Description

Ces roches sont de texture plus fine, moins vacuolaire, et moins bréchique et souvent plus meubles que les précédentes. Mais, les principales différences résident en une matrice silteuse ou sableuse, la variété des éléments (présence de grains de quartz, d'éléments de socle et de termes post-triasiques), et leur taille généralement plus petite.

J - II.2. Affleurements

. Ces roches peuvent tapisser de petites dépressions (SE du Col du Soufre, Refuge du Saut, E du Col de Chanrouge, Plan du Pêtre, alentours du Col des Saulces) et sont alors stratifiées. Elles sont interprétées comme des dépôts récents, issus de l'érosion d'autres cargneules ou de formations évaporitiques et redéposées après ruissellement ou transport torrentiel.

. Mais, on peut les trouver également sous forme d'arêtes bien dessinées, surmontées de formations périglaciaires (crête entre les Avals et la Combe du Rateau, rive gauche du torrent de Chanrouge), dont l'orientation et la forme évoquent des moraines de fond sous-glaciaires.

. Enfin, les talus ou arrachements creusés dans certains versants à faible déclivité (pâturages du Plan du Pêtre, du Plan Mugnier, de la vallée des Avals, du Plan des Baux, ...) montrent une terre sableuse orangée ou brune contenant certainement une forte proportion de cargneule remaniée.

Ces différentes sortes de "cargneules", à coup sûr resédimentées, n'ont aucune signification tectonique, et doivent donc être considérées comme des formations quaternaires et attestent de la mobilité de ces roches.

J - III. Cargneules apparemment sédimentaires

. J'ai signalé, dans la combe de Chanrouge, la présence de microbrèches à matrice de cargneule au-dessus des brèches supraladiniennes, et dont la signification est discutable (sédiment cargneulisé ?, ou microcornieule associée à un contact tectonique ?).

. D'autre part, associées à la Séq. 1 de l'Anisien ou au sommet des quartzites scythiens, j'ai signalé des niveaux de cargneule pouvant résulter de la cargneulisation sur place d'an-

ciens sédiments bien que passant souvent à des cargneules monogéniques à signification tectonique (versant E du Petit Mont Blanc, torrent de Chanrouge).

. Il reste à mentionner des niveaux de cargneule contenant des bancs continus de marbres blancs et multicolores (versant Est du Petit Mont Blanc sous l'écaille des Prioux, extrémité nord du Lac du Rateau), de dolomies et des lentilles de schistes verts (écaille orientale des Fonds, versant du Sècheron).

Ces associations lithologiques m'ont fait attribuer ces niveaux au Carnien moyen, mais des observations similaires ayant été décrites et attribuées à des phénomènes tectoniques (H. MASSON, 1972 ; A. BAUD et H. MASSON, 1976), cette attribution reste très hypothétique.

K - CONCLUSION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

K - I. Le domaine briançonnais de Vanoise occidentale - Un secteur de la marge téthysienne (fig. 35)

Les études stratigraphiques et sédimentologiques des sédiments mésozoïques de la zone briançonnaise ont permis de reconstituer une histoire paléogéographique particulière, qu'on assimile à celle d'une portion de la marge continentale passive, en bordure du paléo-océan téthysien maintenant disparu (M. BOURBON et al., 1973, 1975, 1976 ; M. LEMOINE, 1975 ; P.C. DE GRACIANSKY et al., 1979 ; M. BOURBON, 1980 ; A. BAUD et M. SEPTFONTAINE, 1980 ; M. LEMOINE, 1982, 1984).

L'étude de la série stratigraphique de Vanoise occidentale nous a permis de retrouver certaines des principales étapes de l'évolution de cette marge :

1) La période préocéanique (Trias)

Sur la pénéplaine épivarisque que le dépôt des sables scythiens a fini d'aplanir, s'installe au Trias moyen, une première plate-forme carbonatée dont les épais dépôts représentent trois grands cycles sédimentaires transgressifs-régressifs, enregistrant une évolution remarquablement uniforme sur tout le bassin briançonnais, puisque les mégaséquences définies ailleurs ont été retrouvées en Vanoise.

Le Trias supérieur débute par une période d'activité tectonique distensive ("crise carnienne"), dont certains prémices sont déjà sensibles dans le cycle III. Cette activité, dont les brèches supraladiniennes de Vanoise, qui cachètent d'importants accidents WNW-ESE (?) pourraient être les témoins (?), est quelquefois interprétée comme un "rifting avorté".

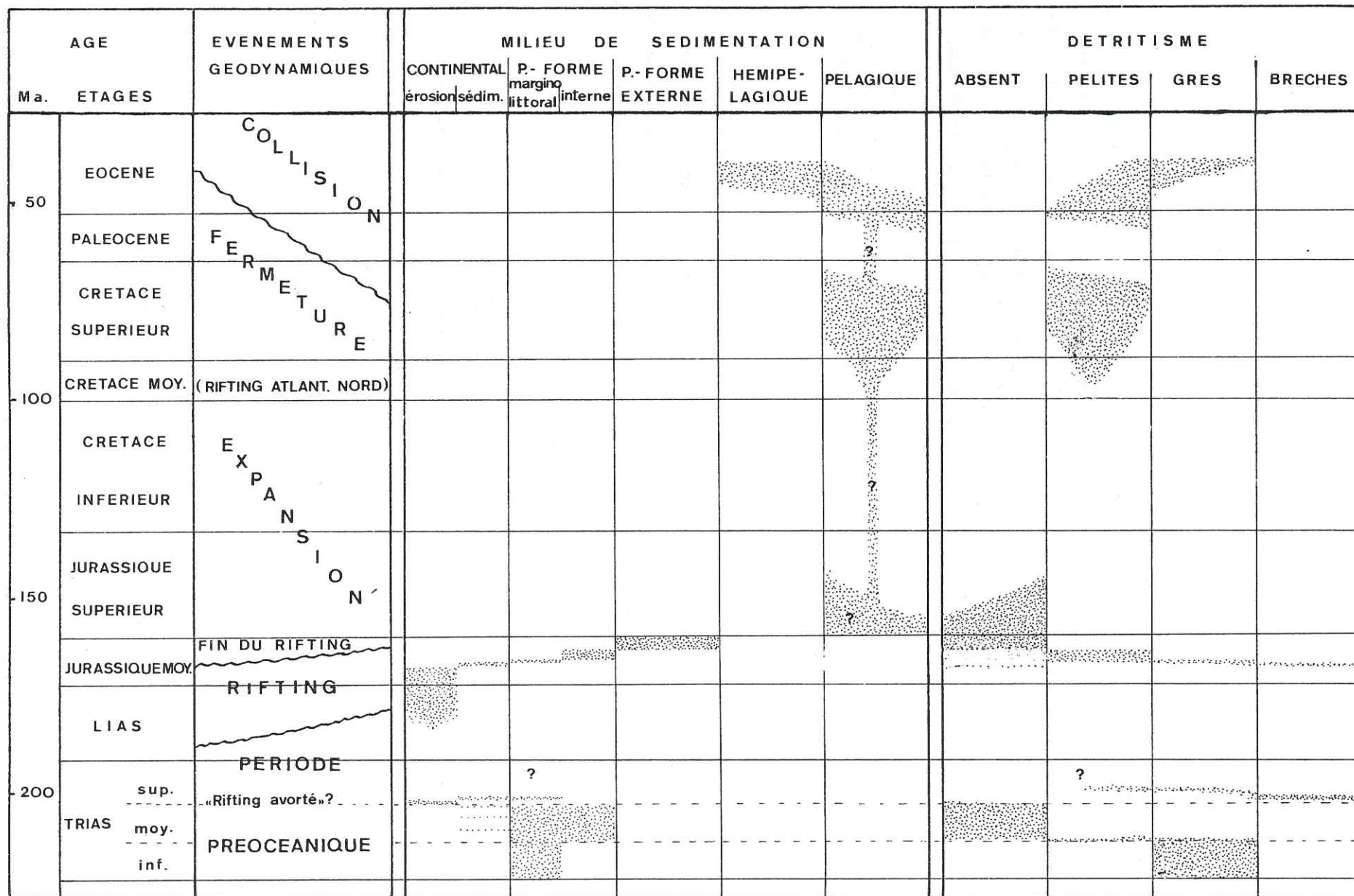
La deuxième plate-forme carbonatée (Norien et Rhétien) a presque totalement disparue en Vanoise occidentale.

2) La période de Rifting (Lias - Dogger inférieur)

C'est, en Vanoise occidentale, une période qui a les effets parmi les plus évidents, mais non les mieux connus. Elle est caractérisée dans toute la zone briançonnaise par une importante surrection.

Fig. 35 EVOLUTIONS SEDIMENTAIRES
EN VANOISE OCCIDENTALE

Les deux paramètres choisis renseignent sur l'environnement sédimentaire (paléogéographie),
et l'activité paléotectonique, en relation avec l'évolution de la marge téthysienne.
(Les brèches supraladiniennes sont supposées ici dater du Carnien inf.)



Par comparaison avec les régions voisines de la zone briançonnaise, la Vanoise occidentale a émergé vers le Lias moyen. Cette émergence s'est accompagnée d'une importante surrection suivie de l'érosion de tout ou partie des dépôts antérieurs (jusqu'à 1000 m d'épaisseur environ), de phénomènes karstiques, et de failles normales (NE-SW ?) donnant lieu à des basculements de blocs, et traduisant une importante tectonique distensive; (les brèches supraladiniennes peuvent également être attribuées à cette période).

3) Fin du Rifting - Affaissement (Dogger moyen et supérieur)

Cette période transitoire débute au-dessus de la "discordance post-rifting" (M. LEMOINE, 1984), et est caractérisée par la subsidence de la marge.

Elle est matérialisée en Vanoise par la transgression du Dogger qui enregistre, sur une surface à topographie héritée de la structuration liasique, des dépôts continentaux carbonatés puis détritiques siliceux et/ou alumineux (Bajocien sup.-Bathonien inf. ?), suivis de dépôts marins de plate-forme interne (Bathonien) puis externe (Callovien).

A partir de cette époque, les données sédimentologiques deviennent extrêmement rares, en raison de la tectonique (rhéologie des marbres qui ne sont plus "à l'abri" de l'armature triasique) et de la présence de lacunes et d'érosions probables.

4) La période d'expansion (Jurassique sup. - Crétacé inf.)

L'apparition d'un fond océanique dans la Téthys vers la fin du Dogger marque le début de la période d'expansion océanique.

Elle correspondrait en Vanoise occidentale, au passage à un régime pélagique exempt d'apports terrigènes, peut-être peu profond, vers le début du Jurassique supérieur. Le dépôt de ces calcaires purs est suivi d'une longue lacune couvrant probablement le Crétacé inférieur, et vraisemblablement accompagnée d'érosions sous-marines.

5) La période de fermeture (Crétacé sup.)

L'ouverture de l'Atlantique Nord au Crétacé moyen (P.C. DE GRACIANSKY et al., 1981) provoque la fermeture progressive de l'océan téthysien.

En Vanoise, comme dans le reste du domaine briançonnais, ce changement s'accompagne de la reprise de la sédimentation (Cénomaniens ?, à Sénonien),

où la présence de pélites (calcaires argileux) traduirait un changement paléogéographique. Suit une deuxième période de non dépôt et probablement d'érosions (Crétacé terminal, Paléocène inférieur).

6) Le début de la collision

La richesse accrue en pélites de la deuxième série de calcaires argileux (Paléocène sup. à Eocène moyen ?), et son passage progressif à des schistes gréseux et carbonatés (Lutétien à Priabonien ?) annoncent la collision continentale qui donnera naissance aux Alpes.

Cependant, à l'intérieur de la zone briançonnaise, la Vanoise occidentale montre quelques particularités qui la rapprochent beaucoup plus des Préalpes que du Briançonnais classique :

- Les termes lithologiques de base de la transgression bathonienne diffèrent de ceux du briançonnais classique.

- La Vanoise, comme les Préalpes, ne semblent pas avoir enregistré au Callovo-oxfordien l'effondrement important de la plate-forme que matérialisent les calcaires à zones siliceuses, et les marbres de Guillestre du Briançonnais classique (M. BOURBON, 1980).

- Comme dans les Préalpes médianes rigides, le Crétacé inférieur manque totalement en Vanoise alors qu'il existe localement dans les sillons du Briançonnais classique, même interne (M. BOURBON, 1980).

- Par ailleurs, les brèches supraladiniennes de Vanoise sont l'expression originale d'une tectonique synsédimentaire qu'il importe de dater précisément.

- Enfin, les indices de tectonique Crétacé moyen à supérieur décelés en Briançonnais (B. TISSOT, 1956 ; M. BOURBON, 1980) n'ont pu être mis en évidence en Vanoise, hormis la présence rare et très localisée d'éléments de cristallin (également connus dans les Préalpes médianes (A. BAUD, com.pers.)).

K - II. Comparaison du contenu lithostratigraphique des différents chaînons de Vanoise occidentale (fig. 36)

On constate, dans le secteur étudié, que les chaînons ont enregistré de manière différente l'histoire sédimentaire évoquée ci-dessus. Ces variations traduisent des conditions de sédimentation et donc des origines paléogéographiques différentes selon les chaînons, paléogéographie qui sera discutée après l'étude structurale.

Ces variations se traduisent par quelques caractères fondamentaux :

- Présence ou absence d'une troncature tectonique au-dessus des brèches supraladiniennes (expression, dans l'hypothèse émise dans ce travail, de la présence ou de l'absence d'évaporites carniennes);
- âge du dernier terme triasique préservé par l'érosion antéba-thonienne ;
- lithologie des brèches supraladiniennes ;
- présence ou absence du Lias (de type "Grande Motte") ;
- présence ou absence des termes inférieurs du "Dogger".

K - II.1. Les séries tronquées

* type A_t : séries exclusivement triasiques.

Caractères : - brèches supraladiniennes dolomitiques toujours présentes;
 - absence systématique de la série post-ladinienne (décollée tectoniquement au niveau du Carnien évaporitique présumé).

Exemples : Mont Coua, Roc des Eaux Noires-Lac Blanc, écaille des Fonds de Chavière, Roc Mugnier, montagne de la Petite Val, montagne des Chapelets(?), Croix de Verdon (?). On peut y ajouter le massif de la Vallaisonnay en Vanoise septentrionale.

* type A_g : séries évaporitiques.

Caractères : - Epaisses séries de gypses, souvent datées du Carnien (Equisetum) ;
 - toujours dissociées de leurs termes antérieurs ou postérieurs.

Exemples : Petit Mont Blanc, Dent du Villard, Roc du Soufre.

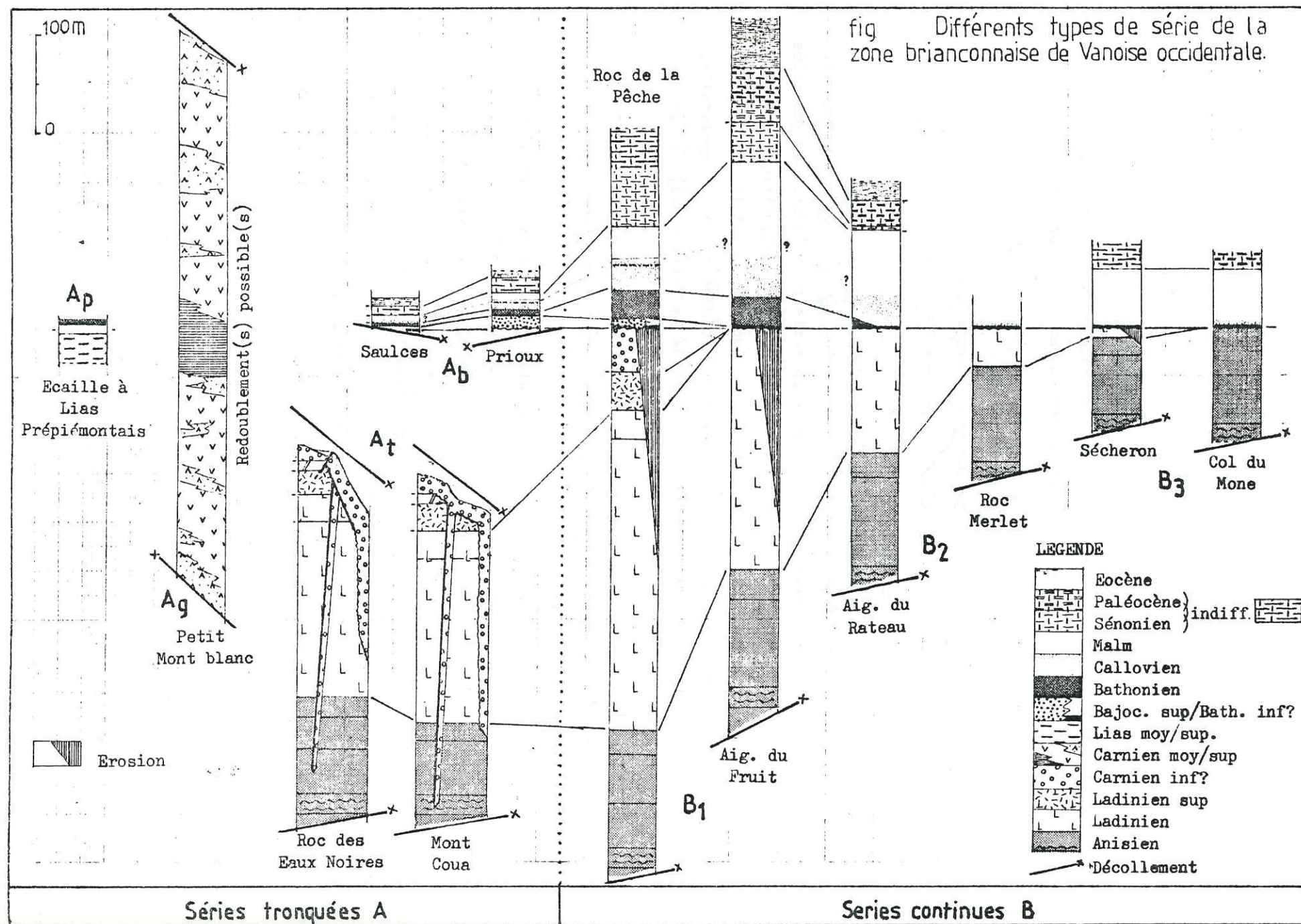
* type A_b : séries briançonnaises exclusivement post-ladiniennes.

Caractères : - Débutent toujours au-dessus du Ladinien ;
 - présence du Bathonien de type "Dogger à Mytilus" ;
 - épaisseur totale souvent très réduite.

Exemples : Ecailles des Prioux, des Saulces, du Col du Fruit (?), Roc du Bourget (Maurienne).

* type A_p : séries exclusivement post-carniennes, à Lias "prépiémontais".

Caractères : - Décollement systématique au niveau du Carnien évaporitique;
 - présence d'un Lias calcaire à zones siliceuses et micro-brèches ;
 - termes supra-liasiques typiquement briançonnais.



Exemples : écaille de la Masse (Torrent de Chavière), (et ailleurs en Vanoise : Grande Casse, Grande Motte, ...).

Ces quatre types de séries (A_t , A_g et A_b ou A_p) pourraient avoir été originellement superposées dans cet ordre : A_b ou A_p , sur A_g , sur A_t .

K - II.2. Les séries continues

Elles ont toutes pour origine le Briançonnais occidental.

* type B_1 : séries complètes.

Caractères : - Plus de 200 mètres de Ladinien (CII) préservés sous le "Dogger" ;

- quand il est présent, "carnien" bréchique à éléments de calcaire noir ;

- présence du Bathonien.

Exemples : Roc de la Pêche, Aiguille du Fruit, Roc de la Vallette, Grand Marchet (sommet Est), Pointe du Dard, et ailleurs en Vanoise : Tête Noire (sud du Col de Chavière), Aiguille des Aimes (?) (Vanoise septentrionale).

* type B_2 : séries intermédiaires.

Caractères : - Ladinien (moins de 200 m) préservé sous le "Dogger" ;

- présence locale du Bathonien.

Exemples : Aiguille du Rateau, Dents de la Portetta, Petit Marchet, Roc Merlet.

* type B_3 : séries réduites.

Caractères : - Anisien (C-I) seul préservé sous le "Dogger" ;

- absence du Bathonien, présence de bauxites rouges.

Exemples : Col du Mône, Ecaille du Sècheron, Mont Bochor, Aiguille de l'Epéna.

Remarques :

- Dans un même chaînon, on peut passer latéralement d'un type à l'autre.

Exemple : Roche Nue (B_1) à Signal du Mône (B_2) au Roc de la Pêche.

- Une série peut présenter des caractères mixtes, par exemple, le sud du massif de la Portetta, où le Bathonien complet repose sur 100 m de Ladinien.

- Un type B_4 existe plus à l'Est, où le "Malm" repose directement sur les quartzites werfëniens (Socle de la Réchasse, Roche de la Queua) (P. LAN- GLET, 1983 ; J.F. RAOULT com. pers.).

III° PARTIE : STRUCTURE

A - INTRODUCTION

A - I. Historique

A - II. Objectif de l'étude structurale

B - LES UNITES MESOZOIQUES BRIANCONNAISES REPOSANT SUR LA ZONE HOUILLERE

B - I. Introduction

B - II. Les déformations - Caractères - Géométrie - Affleurements

B - II.1. Le charriage initial D₁B - II.2. Les plis transverses D₂B - II.3. Les plis subméridiens D₃B - II.4. Les plis NE-SW D₄B - II.5. Les déformations tardives D₅

C - APERCU SUR LES CHAINONS MESOZOIQUES BRIANCONNAIS REPOSANT SUR LA VANOISE MERIDIONALE

C - I. Structure générale

C - II. Les affleurements

C - III. Comparaison avec la zone houillère

D - L'ACCIDENT DE CHAVIERE

D - I. Introduction

D - II. Le rôle de l'accident lors de D₃D - III. Le rôle possible de l'accident lors de D₄

E - CONCLUSIONS A L'ETUDE STRUCTURALE

E - I. Récapitulation

E - II. Conséquences.

III° PARTIE : STRUCTURE

A - INTRODUCTION

A - I. Historique

* A l'issue de la cartographie au 1/20 000e et d'observations structurales, F. ELLENBERGER (1958) avait relevé quelques uns des traits majeurs de la structure de la Vanoise occidentale.

1) Définition des grandes unités structurales et paléogéographiques (cf. § II -1., 1ère partie).

2) Décollement généralisé de la couverture carbonatée briançonnaise au niveau des cargneules werféniennes (F. ELLENBERGER, 1958, p. 411 par exemple). Cette couverture a été traînée sous l'avancée de la nappe piémontaise des schistes lustrés, et est maintenant emballée dans les gypses et cargneules ("Nappe des Gypses", considérée comme en majorité allochtone) qui en formaient le "coussinet de base" (F. ELLENBERGER, 1958, p.415).

3) Existence d'une phase de plissement à rebours, responsable par exemple du "Rétrocharriage de Peclet-Polset", et basculant les éléments de couverture briançonnaise qu'on retrouve maintenant en série inverse.

4) Enfin, la présence d'écailles laminées et redressées dans le "Synclinorium de Chavière" fait envisager pour cet accident un rôle d'"involution" peut-être lié à un rapprochement latéral important des socles de Vanoise méridionale et de la zone houillère (F. ELLENBERGER, 1958, p. 418-421).

* Plus récemment, mais concernant d'autres secteurs de Vanoise, on notera les études suivantes (les numérotations des phases sont indépendantes pour chaque auteur).

. 1967 : F. ELLENBERGER et P. SALIOT décomposent l'histoire du Paléozoïque de la vallée de Champagne en :

D₁ : symmétamorphique, se traduisant par une linéation E-W à ENE-WSW avec plis en biseaux souvent intrafoliaux déversés au NNE ou au SSW.

D₂ : synmétamorphique, qui donne de grands plis d'axe N 10 à N 15 à schistosité subverticale de plan axial.

D₃ : à schistosité "fini-métamorphique" pentée de 30 à 40° vers l'ouest, responsable de plis d'axe N 50 à N 60 subhorizontaux avec déversement vers le SE.

. 1975 : B. GOFFE, en étudiant les retombées nord et ouest du socle de Vanoise méridionale propose la succession suivante :

D₁ : grands plis couchés souples d'axe NW-SE probablement déversés au SW.

D₂ : synmétamorphique, associée à une linéation minérale de glissement à glaucophane, orientée au NW-SE. Elle comprend successivement des plis semblables d'axe NE-SW au sud-ouest, à NW-SE au nord-Est ; puis des écaillages et "phyllonitisations" liés à la surrection du socle. Associée au rétrodéversement des structures, cette phase affecte ensemble le socle et la couverture.

. 1978 : J. PLATT et G. LISTER, après une étude structurale de la partie Est de la Vanoise méridionale, proposent la chronologie suivante :

D₀ : traces de déformations synmétamorphiques à grenat-glaucophane-lawsonite.

D_s : plis et chevauchements affectant socle et couverture en climat métamorphique à glaucophane, sans lawsonite ; possiblement contemporains de la mise en place des schistes lustrés.

D_t : plis serrés affectant le socle et la couverture, d'axe E-W et déversés au nord, synschisteux, avec associations à chlorite, albite et micas blancs (schiste vert).

D_u : plis NE-SW déversés au SE, associés à un étirement NW-SE et une schistosité à mica blanc et chlorite.

D_e : quelques plis et voissures N-S.

. 1979 : F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT, en étudiant les rochers de la Loze à Pralognan, décrivent trois phases synschisteuses :

D₁ : de direction indéterminée, génératrice de rubannements et d'exsudats de calcite.

D₂ : responsable de plis décimétriques dont la schistosité de plan axial s'avère être (après reconstitution) NNE à NE, subverticale.

D₃ : plissements centi- à décimétriques, à forte schistosité pentée au NW.

. 1980 : J.F. RAOULT, dans une réinterprétation structurale de la Vanoise envisage deux phases majeures :

D₁ : plis couchés de style pennique, d'axe E-W ou ENE-WSW, à vergence NNW, responsables de l'empilement de grandes unités de couverture et de socle.

D₂ : plis et écaillages N-S, déversés à l'Est, reprenant les structures 1.

On voit que les résultats sont très différents selon les auteurs et les régions. Cela peut être dû à la complexité des structures et/ou à des différences notables dans l'histoire structurale des différents secteurs.

A - II. Objectif de l'étude structurale

Le secteur que j'ai eu à carter, est essentiellement situé sur la zone houillère et comprend (outre la zone houillère) deux des grands ensembles définis par F. ELLENBERGER : les unités mésozoïques de la couverture briançonnaise de Vanoise occidentale reposant sur la zone houillère, et la "nappe des Gypses", représentée par de grosses masses d'évaporites et d'énormes quantités de cargneules. En bordure Est de ce terrain, j'ai eu également à étudier la vallée de Chavière ("accident de Chavière") dans laquelle sont présents des lambeaux de briançonnais occidental, des quartzites, des cargneules, quelques lambeaux de la Nappe de la Grande Motte, et des écaillures d'origine inconnue.

L'étude structurale de ces deux ensembles m'a amené à visiter également les chainons mésozoïques briançonnais reposant sur la Vanoise méridionale, de manière à effectuer des comparaisons avec la structure des unités de la zone houillère et, par conséquent, de préciser le rôle de l'accident de Chavière qui les sépare.

On adoptera donc dans l'étude qui suit, le plan suivant :

- . Les chainons briançonnais reposant sur la zone houillère ;
- . les chainons briançonnais reposant sur la Vanoise méridionale ;
- . l'accident de Chavière ;
- . conclusion générale.

La démarche de base de cette étude est l'analyse cartographique. L'analyse des microstructures à l'affleurement, là où elle a pu être menée n'a été faite que pour préciser, confirmer ou relayer l'étude cartographique dans les rares cas où celle-ci s'avérait ambiguë.

On utilisera dans ce qui suit la nomenclature suivante :

D : déformation ;

P : pli ;

S : schistosité ;

F : faille ;

Ø : surface de chevauchement.

Les indices : 1, 2, 3, 4, 5, indiquent la numérotation des phases de déformation reconnues dans cette étude.

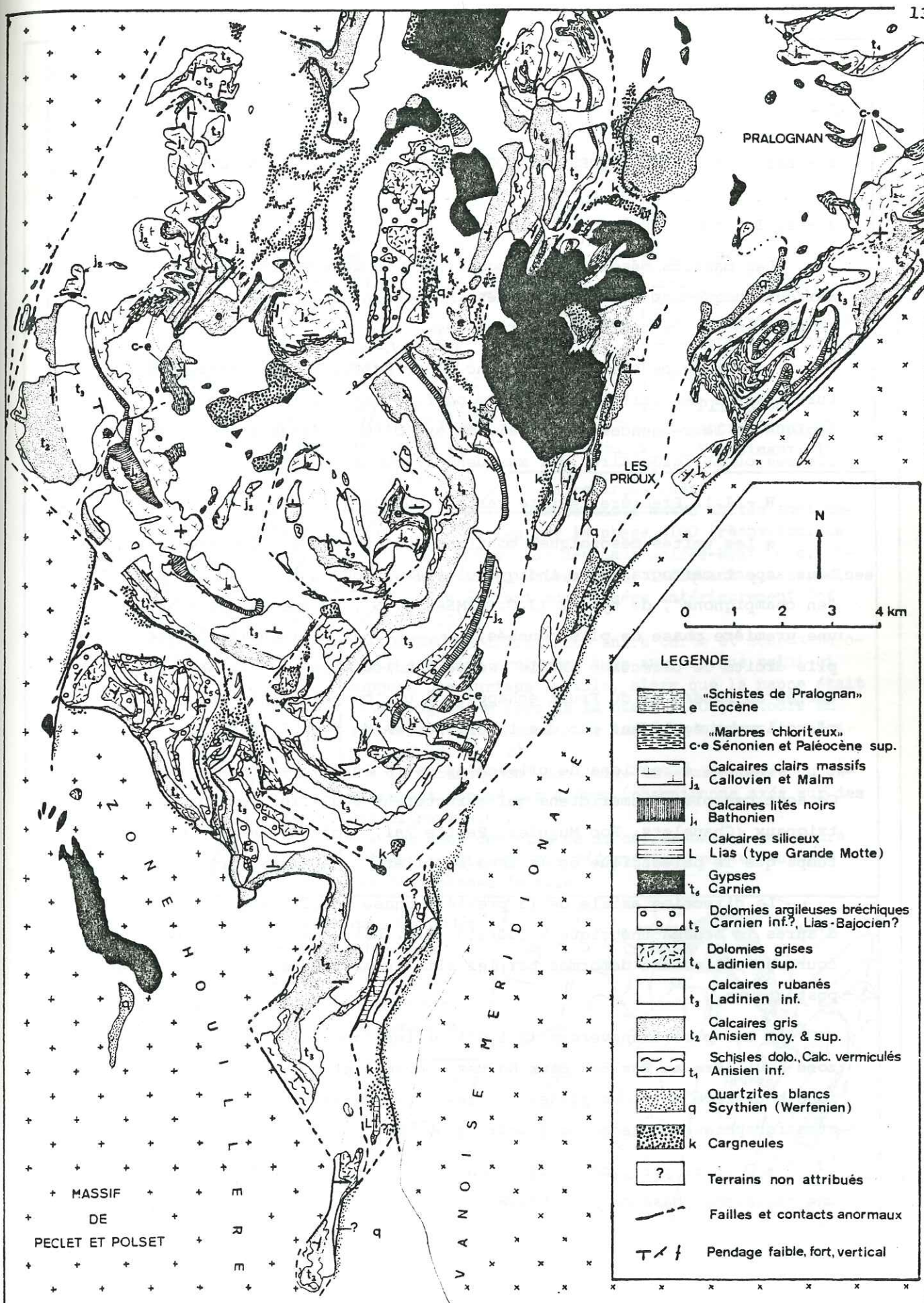


FIG. 37 CARTE GEOLOGIQUE DES UNITES BRIANÇONNAISES DE VANOISE OCCIDENTALE

B - LES UNITES MESOZOIQUES BRIANÇONNAISES REPOSANT SUR LA ZONE HOUILLERE

B - I. Introduction

Les massifs mésozoïques reposant sur la zone houillère se présentent cartographiquement comme des unités indépendantes, structurées individuellement, souvent entourées de cargneules.

Le but de ce chapitre est donc d'une part, de déchiffrer la structure interne des unités, et d'autre part de découvrir l'histoire et la logique de leur agencement actuel, malgré d'importantes formations glaciaires ou périglaciaires qui masquent fréquemment leurs rapports mutuels.

B - I.1. Première lecture cartographique

* Les unités mésozoïques montrent une structure polyphasée (fig. 38). Leur aspect cartographique indique clairement des interférences de plis "en champignons", de type 2 (J.G. RAMSAY, 1967, p. 530), impliquant donc une première phase de plis couchés, déformée par une deuxième phase de plis droits de direction axiale subperpendiculaire. Les structures des unités du Rateau et du Fruit échappent à une comparaison simple, mais s'expliquent également par des interférences de type 2 (fig. 38).

Une des directions de plissement est N 10/20, peu ou pas déformée. Ce sont ces plis subméridiens qui structurent seuls les chaînons septentrionaux (Chapelets, Roc Mugnier, Petite Val, Croix de Verdon) en même temps que le paléozoïque de la zone houillère (Chapelets, Croix de Verdon).

La direction axiale de la première phase de plissement apparaît, d'après le schéma théorique N 100/110 (fig. 38). Ces plans axiaux sont courbes, clairement déformés par les plis subméridiens qui leur sont donc postérieurs.

* Les plis transverses (N 100/110) impliquent la couverture et la zone houillère au Roc des Eaux Noires. Le contact de la couverture sur la zone houillère est donc plissé par les deux phases plicatives. Sa nature, stratigraphique ou tectonique devra être discutée.

* D'autre part, on verra qu'une analyse plus fine fait apparaître une troisième phase de plis NE-SW.

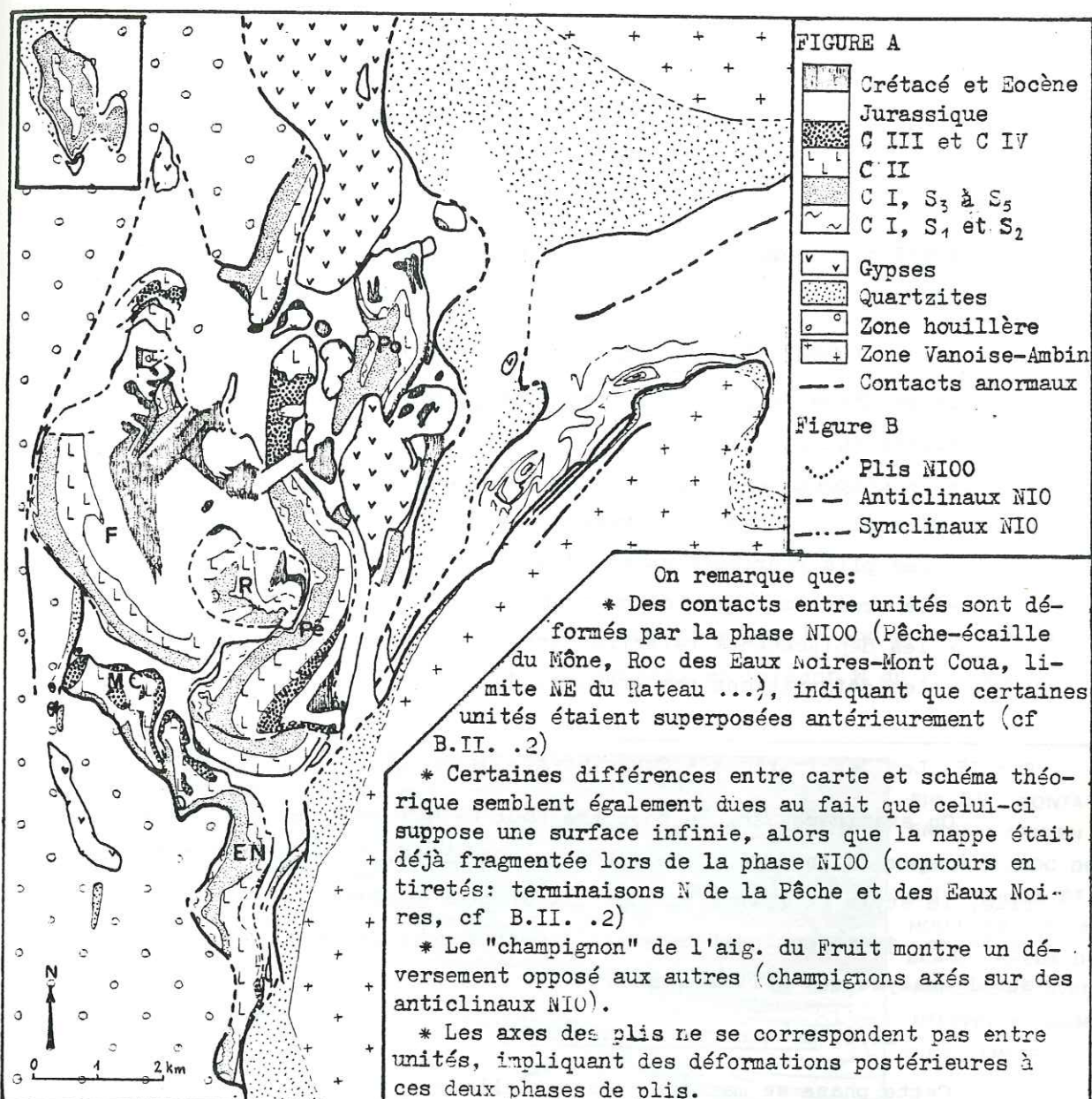
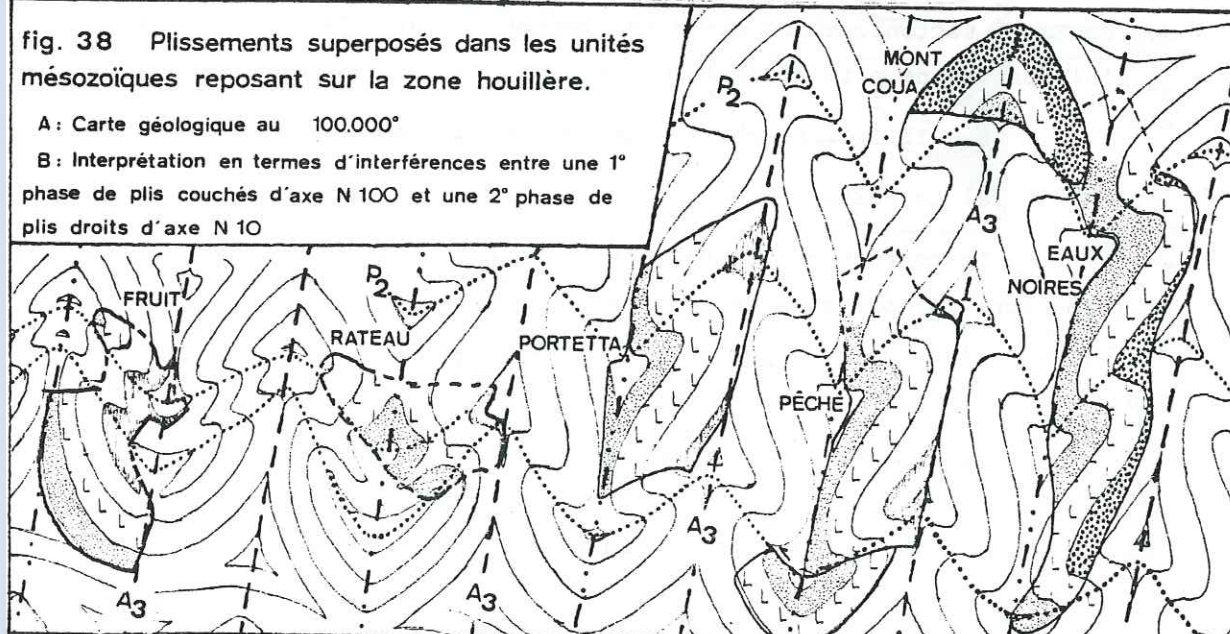


fig. 38 Plissements superposés dans les unités mésozoïques reposant sur la zone houillère.

A: Carte géologique au 100.000°

B: Interprétation en termes d'interférences entre une 1^{re} phase de plis couchés d'axe N100 et une 2^e phase de plis droits d'axe N10



* De plus, les axes des plis subméridiens et transverses ne se correspondent pas entre unités. Ceci implique que ces dernières ont subi des déplacements relatifs postérieurs à ces deux phases de plissement.

* Enfin, quelques failles recoupent l'ensemble des structures (Merlet, Crête de Chanrossa, Combe de Chanrouge, Mont Coua, ...).

B - I.2. Conclusion - Plan

On étudiera donc, à la suite de ce premier examen cartographique, les éléments suivants :

- le contact de la couverture briançonnaise sur la zone houillère ;
- les plis couchés transverses (\simeq N 100) ;
- les plis redressés subméridiens (\simeq N 10) ;
- la troisième phase de plissement ;
- les déplacements relatifs entre unités ;
- les déformations cassantes tardives.

B - II. Les déformations - Caractères - Géométrie - Affleurements

On examinera dans ce chapitre tout ce qui nous permettra d'affiner ou d'étayer la chronologie précédemment établie, et de préciser la géométrie, le style et les effets des différentes phases de déformations. Pour ce faire, je m'appuierai essentiellement sur la carte et les coupes, et sur l'analyse des affleurements.

B - II.1. Le charriage initial D1

Cette phase se manifeste essentiellement de manière indirecte par des contacts tectoniques déformés par les phases ultérieures. En effet, je n'ai observé ni plis ni schistosité associés à cette phase.

B - II.1.1. Le contact de la couverture sur la zone houillère

a) La carte

Le contact occidental entre chainons mésozoïques briançonnais et formations paléozoïques de la zone houillère est masqué par la faille du Col du Fruit-Gébroulaz, accident polyphasé qui sera évoqué ultérieurement.

Le contact de la couverture mésozoïque sur la zone houillère est visible en trois endroits : au niveau du massif des Chapelets, au Mont Coua et au Roc des Eaux Noires, enfin à la Croix de Verdon.

On y observe que :

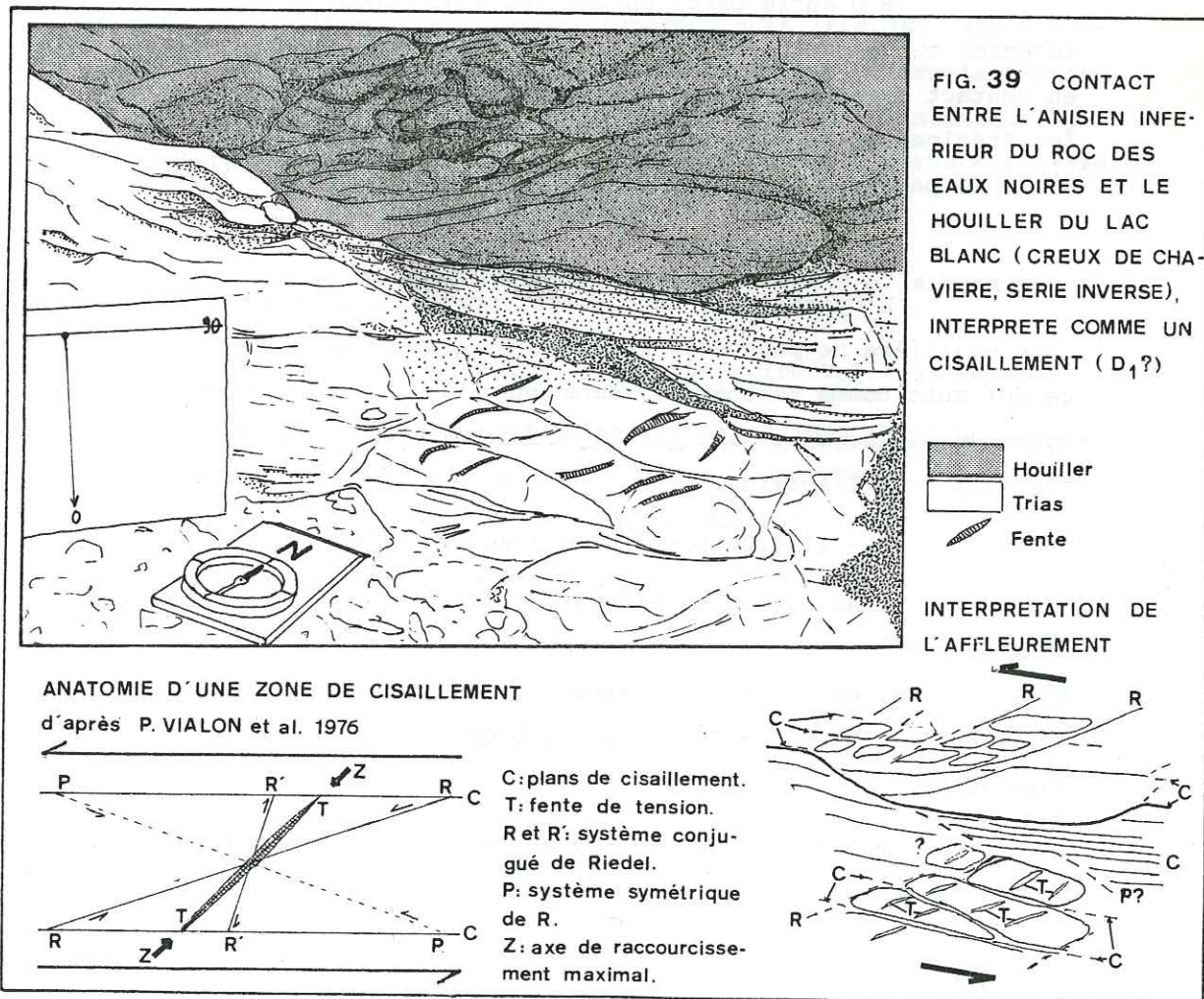
- Les termes supérieurs de la zone houillère (Permien et werrfénien) manquent sous le contact (sauf au nord et à l'ouest de la Croix de Verdon), alors qu'ils existent fréquemment ailleurs (J. DEBELMAS et al., 1980 b).

- La séquence 1 de l'Anisien manque également très souvent, rendant les limites lithostratigraphiques du mésozoïque obliques sur le contact.

- Là où la couverture quaternaire ne le masque pas, le contact est souvent souligné de cargneules (Chapelets, Mont Coua, Lac Blanc).

b) Les affleurements

* Le contact direct de la couverture sur le socle n'a été vu qu'en un seul endroit et sur quelques mètres, en versant W du Roc des Eaux Noires (fig. 39).



On y voit l'Anisien inférieur découpé en éléments allongés amygdalaires ou losangiques ("lentilles de cisaillement", P. VIALON et al., 1976), dont l'axe n'a pu être mesuré précisément. Mais la disposition de ces lentilles, des "Riedels" qui les découpent et des fentes de tension associées indique un cisaillement à vergence apparente approximative vers le SW, qui remise à l'endroit par rotation autour d'un axe WNW-ESE (axe de P_2), donnerait une vergence (très approximative) NNW (?).

Le Houiller sus-jacent, présente la même disposition, mais les lentilles y sont plus petites, plus allongées, les fractures les délimitant étant mieux parallélisées avec le contact.

Si les directions des axes des lentilles n'ont pu être mesurées, du moins leur présence dans les calcaires vermiculés de l'Anisien inférieur indique une friction en ambiance froide (fragile), d'ailleurs suggérée par l'absence de plis associés.

* D'autre part, aucune trace de conglomérat de base, de galets remaniés ou de faciès de rivage n'est observable dans les termes anisiens en contact avec le socle, ces termes restant identiques à ceux décrits dans les Préalpes et le Briançonnais (A. BAUD et J. MEGARD, 1975, et § C-II.1. de la 2e partie).

c) Conclusion

L'hypothèse d'un contact stratigraphique de l'Anisien sur la zone houillère ne peut être retenue. Ce contact sera donc considéré dans ce qui suit comme tectonique, sans que l'on puisse présumer de l'importance du déplacement subi par la couverture, décollée au niveau de la séquence 1 de l'Anisien.

B - II.1.2. Les contacts entre unités (fig. 37, 38 et 41)

* Au niveau du passage des Eaux Noires, les séquences 1 et 2 de l'Anisien du Roc des Eaux Noires surmontent les brèches supraladiniennes du Mont Coua. Ce contact est plissé cartographiquement par un P_2 , dont l'axe est ici N 150, déformé par P_3 . Ce contact me paraît donc contemporain de D1.

Remarquons que ce contact est à vergence approximative ouest, et que la série post-carnienne du Mont Coua (si, comme je le pense, celle-ci a existé) est décollée lors de cette phase.

* Au niveau du lac du Rateau, l'unité du Rateau est en contact avec un bloc de Trias moyen indifférencié. La trace cartographique de cette limite montre qu'elle est plissée par D₃ (N10/20), et par D₂ ici NE-SW. Le contact de l'unité du Rateau sur l'écaille du Trias est donc contemporain de D₁ .

* Le contact entre l'écaille du col du Mône et l'unité du Roc de la Pêche, est parallèle à la structure interne de chaque unité à ce niveau qui s'avère être D₂ (N100). On peut donc considérer que ce contact, structuré par D₂ , est contemporain de D₁ .

* En versant W de l'Aiguille des Corneillets, un pli P₂ d'axe E-W (replissé ultérieurement) déforme cartographiquement le contact entre l'unité du Roc de la Pêche et une écaille constituée de dolomies du Ladinien supérieur.

* Enfin, les différences qui apparaissent entre structure cartographique et structure théorique des interférences (fig.38) aux extrémités nord du Roc de la Pêche et du Roc des Eaux Noires, pourraient être dues au fait que la nappe était déjà fragmentée lors des plissements P₂ et P₃ , alors que le schéma théorique suppose un volume à surface infinie.

B - II.1.3. Géométrie

Le contact couverture-socle se fait toujours à la base d'une série normale, qu'il soit visible (Chapelets, Mont Coua, Roc des Eaux Noires, Croix de Verdon) ou supposé (Roc Mugnier, Petite Val).

D'autre part, les contacts entre unités imputables à D₁ (Col du Mône - Roc de la Pêche ; Roc des Eaux Noires - Mont Coua ...) se font entre des séries à même polarités stratigraphiques.

B - II.1.4. Interprétation

L'ensemble de ces observations : déformation fragile, absence apparente de plis et de schistosité associés, conservation de la polarité stratigraphique et chevauchements à l'intérieur de la nappe , indique que cette dernière s'est comportée comme une grande dalle décollée (avant métamorphisme ?) au niveau de la séquence 1 de l'Anisien, se déplaçant vers l'extérieur de la chaîne (NW ?), et se fragmentant en panneaux (unités) pouvant se superposer.

Cette interprétation est compatible avec le fait que les Préalpes et les lambeaux briançonnais (?) de la zone des Gypses (à la limite ouest de la zone houillère) ont été expulsés vers l'ouest ou le nord-ouest avant le métamorphisme.

B - II.1.5. Age de D1

Cet événement est très comparable dans le style (ambiance cassante, absence de schistosité), la géométrie (séries normales pouvant se chevaucher), et la vergence (externe), au décollement initial des Préalpes, qu'on place généralement à l'Eocène moyen à supérieur (P. HOMEWOOD et al., 1981).

En Vanoise, ce charriage est postérieur au dépôt des schistes de Pralognan qui monteraient dans l'Eocène moyen (F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT, 1979) et pourrait donc dater du début de l'Eocène supérieur (?).

B - II.2. Les plis transverses : D2

Cette phase, on l'a vu, est un événement important de l'histoire structurale de la région dont il constitue en fait le trait majeur. Elle se manifeste de nombreuses façons.

B - II.2.1. Les affleurements (fig.40)

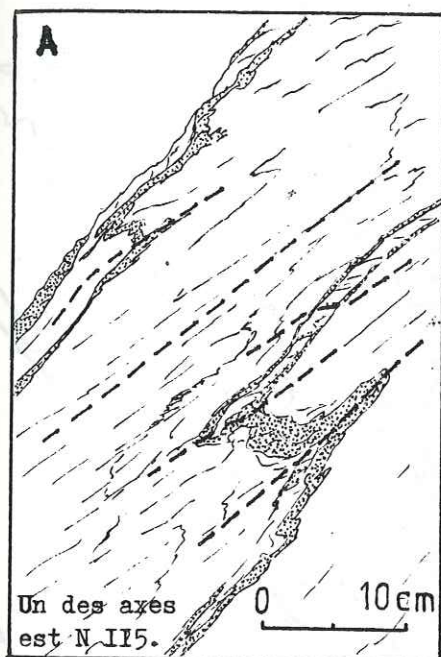
Certains affleurements illustrent bien le style de la déformation D₂.

* Des plis isoclinaux ou serrés, synschisteux, affectent les formations à lithologie contrastée (Séq. 1 de l'Anisien, Carnien basal (?) argilo-dolomitique) (fig. 40 c et d).

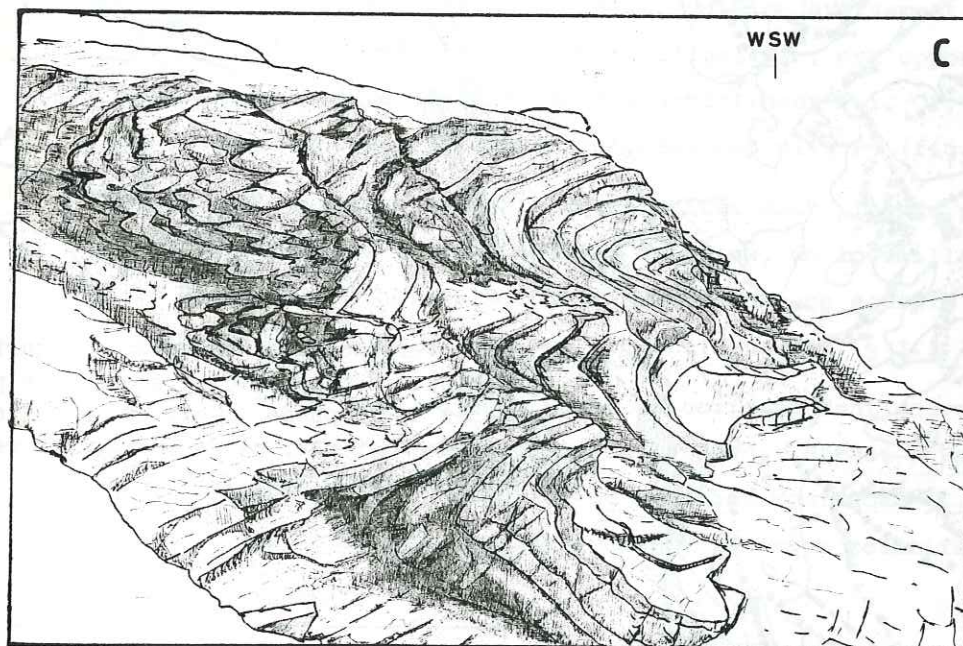
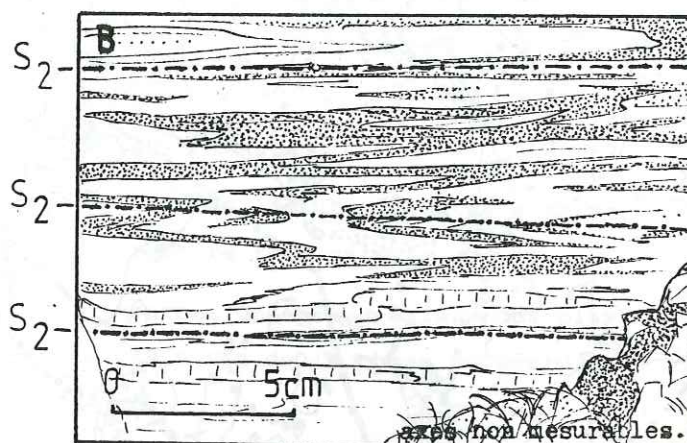
* A l'intérieur des bancs massifs, on observe quelquefois des plis intrafoliaux, à schistosité de plan axial peu oblique ou parallélisée avec la stratification (fig. 40 a et b). Les bancs de dolomie voisins peuvent alors ne pas être plissés, mais sont souvent boudinés.

Dans les formations à bancs épais se développent des plis semblables où la schistosité est en éventail dans les charnières, et parallèle à la stratification dans les flancs (fig. 40 c et d).

* Dans les marbres chloriteux massifs, la schistosité S₂ (chlorite) apparaît parallèlement à la stratification, et est fréquemment la schistosité principale.

fig. 40 Style de la déformation D_2 à l'affleurement.

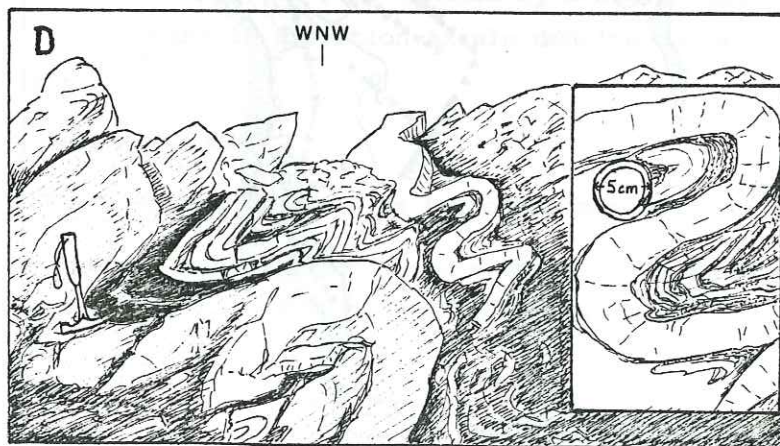
A et B : Plis P_2 exprimés à l'intérieur de bancs de calcaires argileux de l'Anisien inférieur (Seq. I&2).
(Base W de l'aig. de Chanrossa, Roc de la Pêche).



C et D : Allure des plis P_2 métriques à plurimétriques dans les dolomies argileuses de l'Anisien basal (CI, S_1) de la base W de l'aig. de Chanrossa (C) et de l'arête S de l'aig. des Corneilletts (Roc de la Pêche).

Noter que:

- + La schistosité tend à se paralléliser avec la stratification à l'intérieur des bancs (A et B).
- + Les têtes de plis sont souvent arrachées (D).
- + Le style des plis varie selon la lithologie, de semblable (C), à isoclinal très étiré (B).



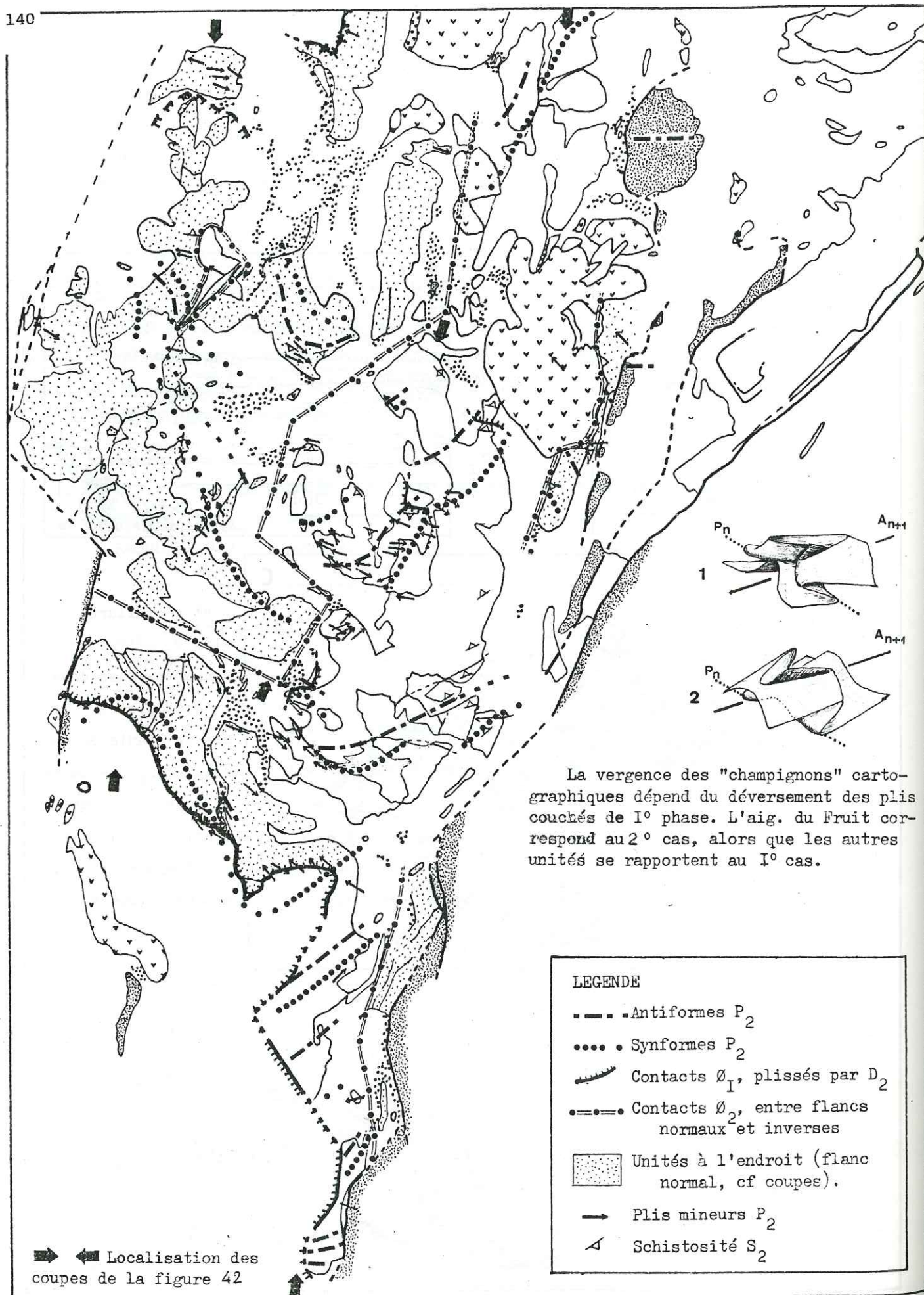


Fig. 41 CARTE DE LA DEFORMATION D_2 DANS LES UNITES DE VANOISE OCCIDENTALE

Dans les marbres chloriteux fissiles, des exsudats de calcite grise, parallèles en grand à la stratification S_0 , sont attribuables à D_2 , car replissés par D_3 .

* Enfin, certains affleurements montrent l'antériorité de D_2 sur les autres déformations (plis replissés, schistosité S_2 recoupée ou plissée, figures en champignon ...) (fig. 44).

B - II.2.2. La cartographie (fig. 41)

* Elle nous a montré, par les figures d'interférence, l'existence de D_2 , et son importance dans la structure régionale.

* Les traces cartographiques courbes des plans axiaux des plis P_2 indiquent clairement leur antériorité vis à vis de la phase subméridienne qui les déforme.

* D'autre part, on remarque que le déversement du "champignon" (fig. 38) de l'Aiguille du Fruit axé sur un anticlinal P_3 , est opposé à celui des autres unités (axés également sur des anticlinaux P_3). Or, ces déversements opposés traduisent des vergences opposées des plis P_2 (fig. 41).

* Certains contacts entre unités sont plissés par P_2 (contact de l'unité du Rateau sur une écaille de Trias, de l'écaille du col du Mône sur le Roc de la Pêche, du Roc de la Pêche sur une écaille de Ladinien supérieur, du Roc des Eaux Noires sur le Mont Coua, cf. § I.1.2.).

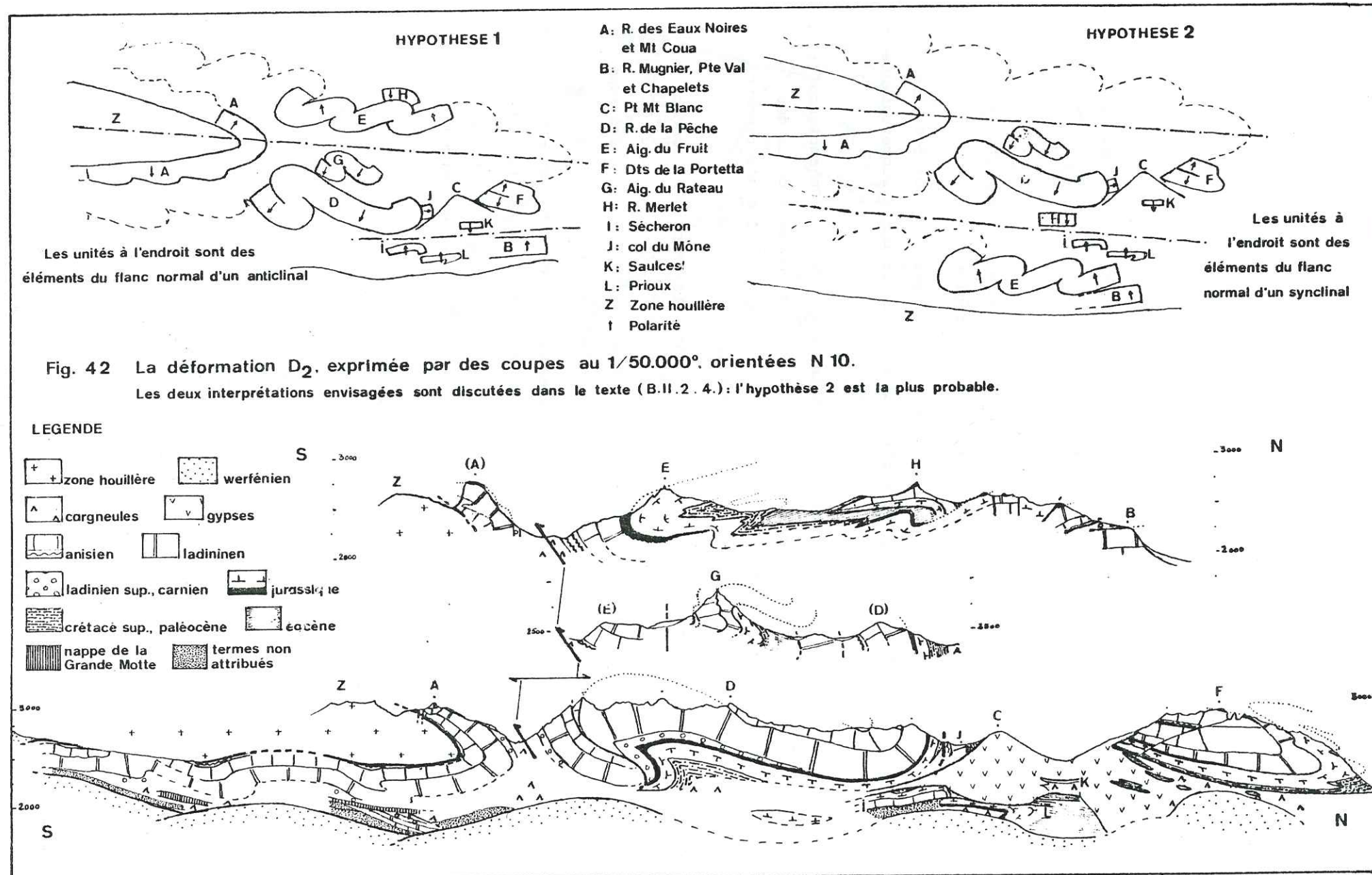
* Les axes majeurs P_2 ne se correspondent souvent pas entre chaînons (Aiguille du Fruit et Roc de la Pêche - Rateau ; Roc de la Pêche et Roc des Eaux Noires ; Aiguille du Fruit et Mont Coua ...). Ceci implique que ces unités ont subi des déplacements latéraux relatifs postérieurement à D_2 .

* Enfin, les directions axiales des plis mineurs P_2 montrent une orientation moyenne N 100/110, confirmant la direction axiale déduite de la comparaison théorique (cf. § B - I.2.).

B - II.2.3. Les coupes (fig. 42)

Dessinées perpendiculairement aux axes des P_2 , elles montrent que :

* Les plis majeurs sont de style subsoclinal à charnière épaissie quand ils affectent la seule couverture ; et de style semblable quand ils affectent le socle.



* La disposition actuelle montre que P_2 a déformé des unités superposées (pli de nappe).

* Les plans axiaux (parfois plissés) ne se correspondent pas entre unités dans la même coupe. Cela implique que les unités ont subi des déplacements verticaux relatifs, postérieurement à D_2 .

* Les plis P_2 peuvent être, selon les chaînons, déversés vers le SSW ou vers le NNE.

* Enfin, certaines unités sont en position générale inverse (unités orientales à synformes à coeur de socle ou d'Anisien basal), d'autres au contraire sont en position normale (unités Nord-occidentales = synformes à coeur d'Eocène de l'Aiguille du Fruit).

Or, on constate que les mêmes unités sont à l'envers et affectées de P_2 déversés au SSW (Roc des Eaux Noires, Mont Coua, Rateau, Pêche, Portetta). Inversement, les unités à l'endroit présentent des P_2 (cartographiques ou mineurs) déversés au NNE (Fruit, Sècheron, Roc Mugnier, Petite Val, Chapelets, Croix de Verdon).

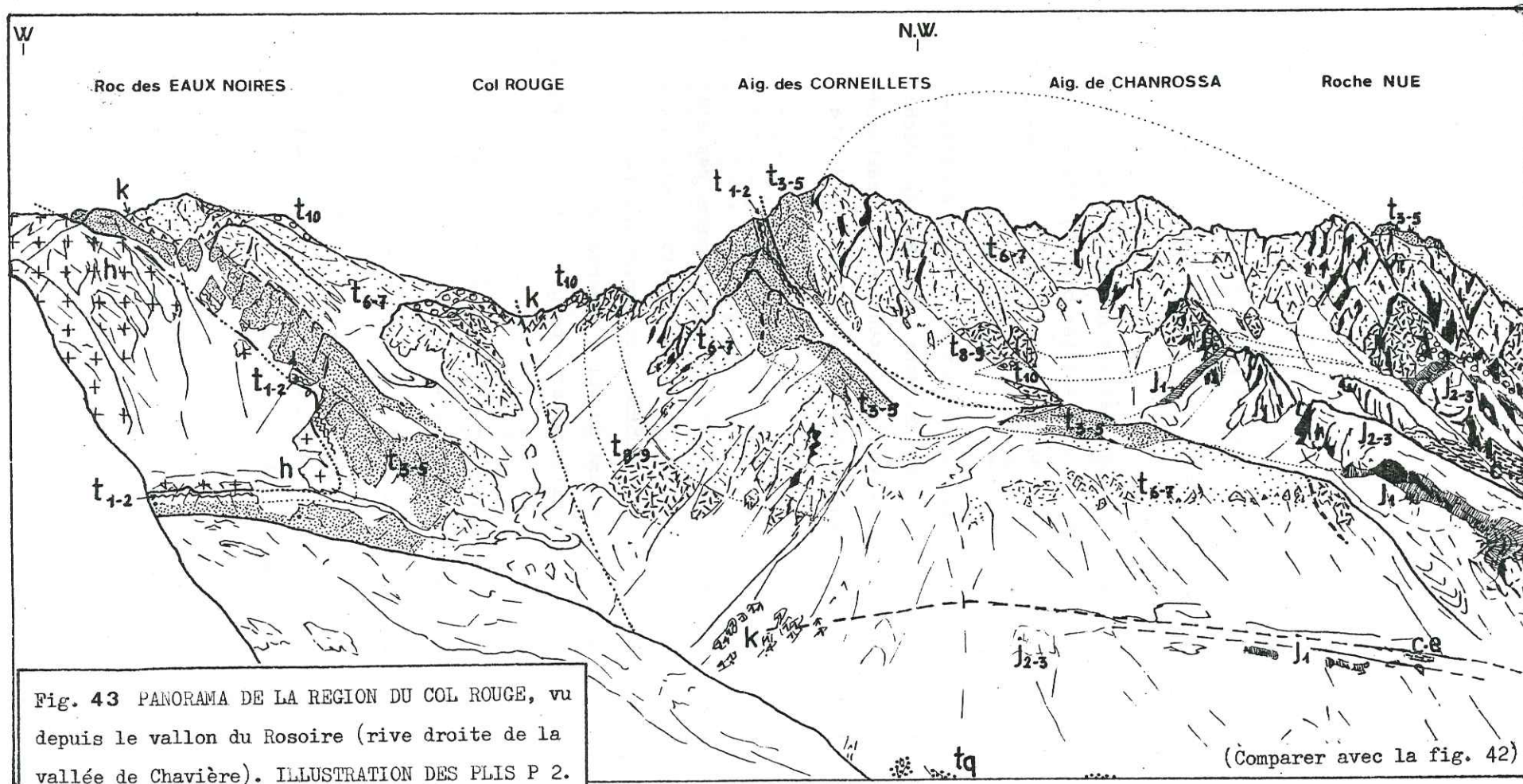
B -II.2.4. Interprétation (fig. 42)

Cela m'amène à interpréter les unités à l'envers comme des éléments du flanc inverse d'un mégapli couché P_2 d'axe N 100/110, à plan axial subhorizontal, déversé au NNE, dont un flanc normal est représenté par les chaînons occidentaux, à l'endroit et montrant des plis déversés au NNE. Ce pli, qui implique le socle de la zone houillère, affecte un édifice de nappes briançonnaises.

Les deux flancs peuvent appartenir soit à un anticlinal P_2 (hypothèse 1), soit à un synclinal (hypothèse 2) (fig. 42).

L'hypothèse 1 soulève apparemment trois difficultés :

1) Le Roc Merlet est affecté d'un pli P_2 déversé au N qui semble correspondre à un pli contemporain de l'Aiguille du Fruit. Mais, d'une part ce pli du Roc Merlet apparaît tronqué vers le bas, et d'autre part l'unité du Roc Merlet est à l'envers, alors que l'unité du Fruit est à l'endroit. Je pense donc que le contact Roc Merlet sur unité du Fruit est non pas contemporain de D_1 , replissé par D_2 , mais plutôt que le Roc Merlet représente un élément de flanc inverse de P_2 , et donc que ce contact est contemporain de D_2 .



LEGENDE :

- | | |
|---|---------------------------------------|
| C : Crétacé supérieur | t ₃₋₅ : Anisien supérieur |
| j ₂₋₃ : Callovien et Malm | t ₁₋₂ : Anisien inférieur |
| j ₁ : Bathonien | tq : Scythien |
| t ₁₀ : Carnien inférieur (?) | h : Paléozoïque de la zone houillère. |
| t ₈₋₉ : Ladinien supérieur | k : Cargneules. |
| t ₆₋₇ : Ladinien inférieur | |

Légende:

- h: zone houillère
 q: Scythien
 t: Trias carbonaté
 j: Jurassique
 c: Crétacé sup.
: P 2
 I, 2,...: Âge de la structure.

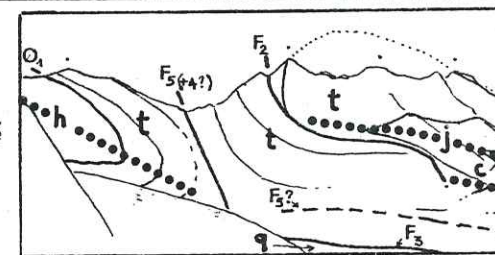


Schéma interprétatif

2) Les unités à l'endroit des Prioux et du Sècheron, affectées de P_2 déversés au N, appartiennent très certainement à un flanc normal P_2 qu'il est difficile d'imaginer (malgré l'accident de Chavière) réduit à ces deux unités. Je pense donc plus logique d'attribuer ces deux unités au flanc normal d'un synclinal.

3) Le flanc inverse n'existerait pas sous l'Aiguille du Fruit.

En définitive, l'hypothèse 1 me semble beaucoup moins probable que l'hypothèse 2 : on verra que l'étude de D_3 nous apportera un argument supplémentaire en faveur de cette dernière (cf. § II-3.3.).

B - II.2.5. Conclusion - âge - corrélations

* D_2 constitue la première phase plicative importante de la région. Elle se manifeste par de nombreux plis de toute échelle, de style isoclinal à serré, synschisteux, déversés soit au Nord, soit au Sud, et par des surfaces (schistosité, foliation) bien conservées, particulièrement dans les marbres chloriteux. Cette phase de déformation a donné naissance à un vaste pli couché vers le NNE d'axe N 100/110 et de plan axial subhorizontal, pli impliquant le socle et un édifice de nappes de couverture.

* Age : Le développement d'une schistosité pénétrative, même dans les dolomies argileuses, le style des plis associés au pli "pennique", indiquent que cette déformation a eu lieu en niveau structural inférieur (déjà sous une importante surcharge).

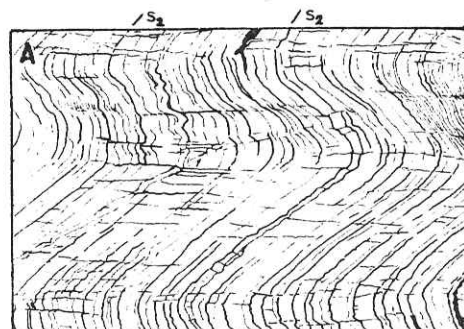
(Cela pourrait indiquer que D_2 est à peu près contemporaine de l'apex du métamorphisme, celui-ci estimé à 300°C, 5 à 6 Kb, se situant vers 40 Ma (B. GOFFE, 1982), c'est à dire à l'Eocène supérieur ?).

* Corrélations : De par sa direction, son style et sa place dans la chronologie régionale, cette phase peut être corrélée avec les D_1 de F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967), de B. GOFFE (1975), de F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT (1979) et de J.F. RAOULT (1980 b).

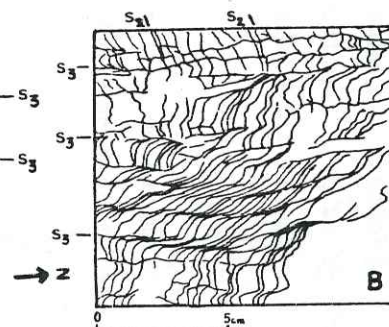
B - II.3. Les plis subméridiens : D_3

On a vu qu'il s'agissait d'une phase importante qui s'exprime très bien cartographiquement. Elle est présente sur tout le secteur où elle se traduit de différentes façons.

Fig. 44 STYLE DE LA DEFORMATION D_3 A L'AFFLEUREMENT, ASPECTS CHRONOLOGIQUES.

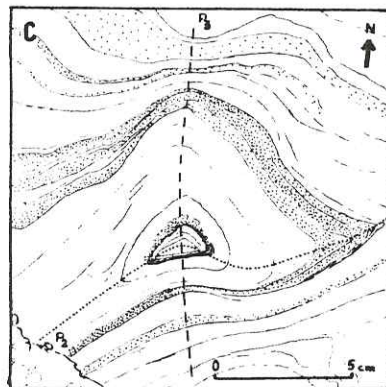


A : Schistosité S_3 recoupant S_2 dans les marbres chloriteux de l'aig. du Rateau (base NW de la butte 245I à l'Est du Plan du Pêtre).
(même échelle que B)

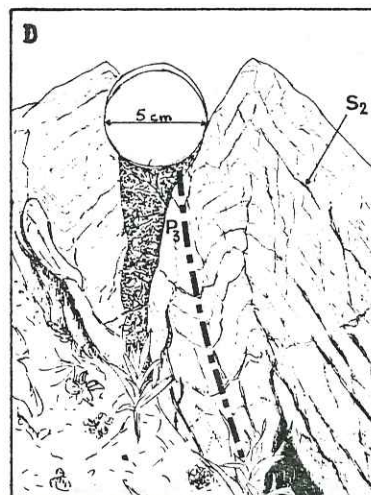


B : Détail de la déformation de S_2 par D_3 . S_3 apparaît par coalescence des surfaces S_2 le long de plans de dissolution préférentielle. (même localisation que A).

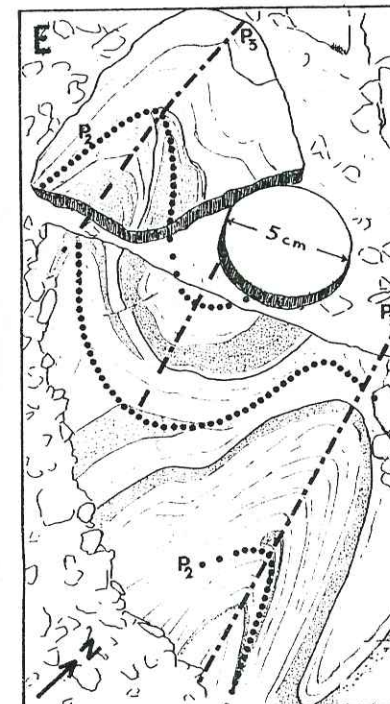
C : Figure d'interférence en champignon entre un pli P_2 (N 60 env.) et un pli P_3 (N 160 à N 180). La direction axiale P_2 est en moyenne parallèle à celle de la méga-structure P_2 déformée par D_3 (fig. 41) (Ladinien du Roc des Eaux Noires, W de la Rama).



D : Pli P_3 (axe N 35, 25° SW) dans les marbres phylliteux de Frétarbe (chalet ruiné de Frétarbe, vallée de Chavière)

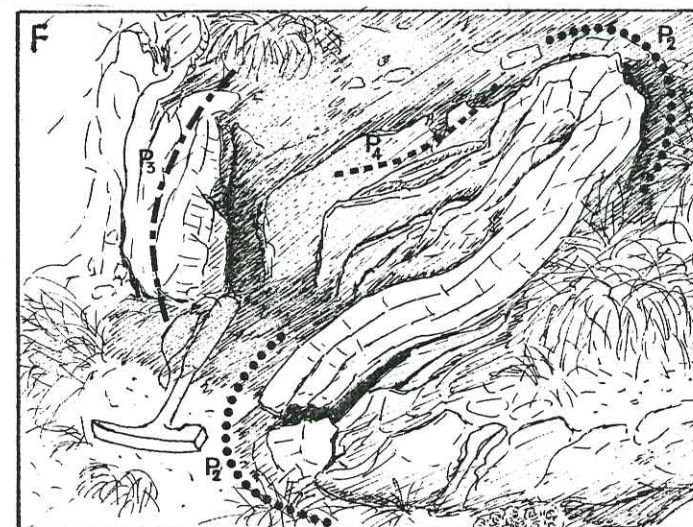


E : Pli 2 replissé par P_3 , dans les marbres ladinien du Roc des Eaux Noires (W de la Rama).



F : Plis replissés, Anisien basal (S I) du Roc de la Pêche, E du Lac du Rateau.

Les plis isoclinaux P_2 (axes N 120), sont déformés par P_3 , synschisteux, d'axe N - S, et par une flexure (P_4), d'axe N 65.



B - II.3.1. Les affleurements (fig. 44)

* D_3 se manifeste dans le Trias par des plis isopaques à serrés (semblables), synschisteux, et par des microplis en chevrons en surface des bancs de dolomies argileuses.

Dans les calcaires jurassiques et les marbres chloriteux, D_3 s'exprime par des plis serrés à isoclinaux (Lac du Rateau, versant W du Roc Merlet).

Enfin, aux abords de l'accident de Chavière, D_3 se traduit par des plis à la limite de l'écoulement et s'accompagne de la formation de boudins d'axe parallèle à la direction axiale des P_3 , indiquant donc un étirement perpendiculaire à l'axe des plis.

* La schistosité, pénétrative, est matérialisée par des films d'insolubles dispersés en éventail dans les charnières des plis affectant le Trias, ou parallèles au plan axial dans les plis serrés ou isoclinaux affectant le Jurassique supérieur et les marbres chloriteux, où elle recoupe S_2 (schistosité de crénulation, dont on sait qu'elle est en général due non à des glissements, mais à la dissolution sous pression (D.W. DURNEY, 1972; D.R. GRAY, 1977 ; J.G. RAMSAY, 1980) (fig.44B).

B - II.3.2. La cartographie (fig. 45)

Elle nous a montré l'importance de D_3 dans l'architecture régionale, donnant aux chaînons leur orientation grossièrement méridienne.

Les plis P_3 montrent une direction axiale moyenne bien réglée N 15, parallèle à d'importants accidents (Col du Fruit, Chavière, Gébroulaz, Plan du Pêtre, Petite Val) qui en recoupent les charnières. L'association des accidents et des plis, ainsi que leur parallélisme me font considérer qu'ils sont contemporains.

Localement, les axes P_3 sont déformés (Mont Coua, versant W de l'Aiguille de Chanrossa, Lac du Rateau ?, Chalets de la Grande Val), indiquant l'existence d'une phase plicative postérieure (D_4).

Enfin, les axes majeurs P_3 ne se correspondent pas entre unités (Mont Coua et Aiguille du Fruit, Roc des Eaux Noires et Roc de la Pêche, Portetta et Roc de la Pêche...) indiquant l'existence de déplacements relatifs des unités postérieurement à D_3 .

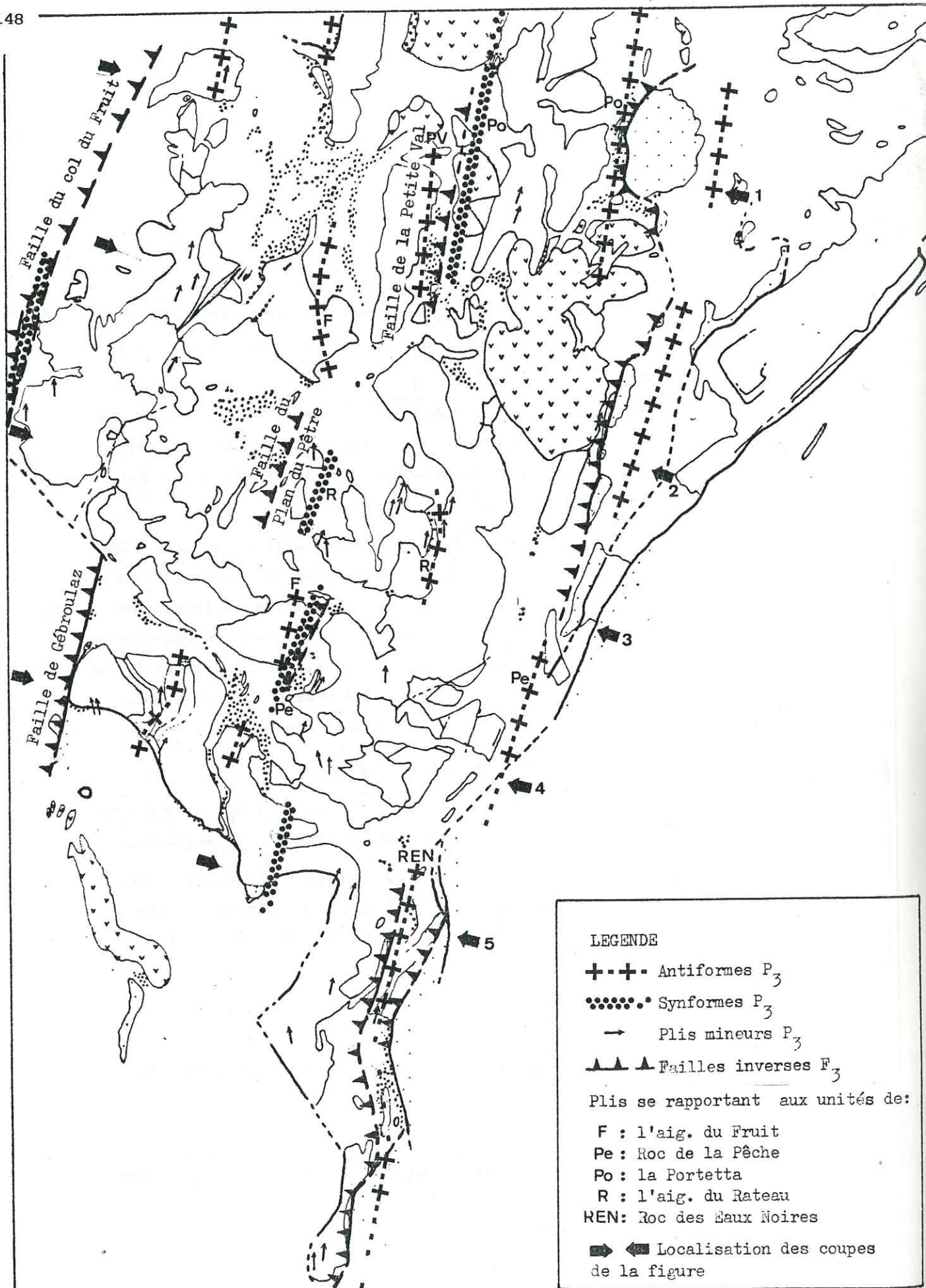


Fig. 45 CARTE DE LA DEFORMATION D_3 DANS LES UNITES DE VANOISE OCCIDENTALE

B - II.3.3. Les coupes (fig. 46)

Dessinées perpendiculairement aux axes P_3 , elles montrent pour ces plis (P_3) un style isopaque, un déversement systématique vers l'Est ou l'E.S.E. (pendage moyen des plans axiaux : 60° Ouest), et une longueur d'onde d'autant plus grande que l'unité est plus large et plus épaisse.

De plus, on y voit que l'altitude du contact visible ou supposée de la couverture sur la zone houillère s'abaisse nettement, par paliers, d'Ouest en Est, passant (coupe 1, fig. 46) de 2500 m environ à l'Ouest (Saulire) à moins de 1500 m à l'Est (Pralognan); (ou bien coupe 4, de plus de 3000 m au Mont du Vallon, à moins de 2000 m sous le Roc de la Pêche). Cette disposition implique un jeu chevauchant important vers l'Est des accidents N 15 (Col du Fruit-Gébroulaz, Plan du Pêtre-Petite Val) à fort pendage Ouest actuel.

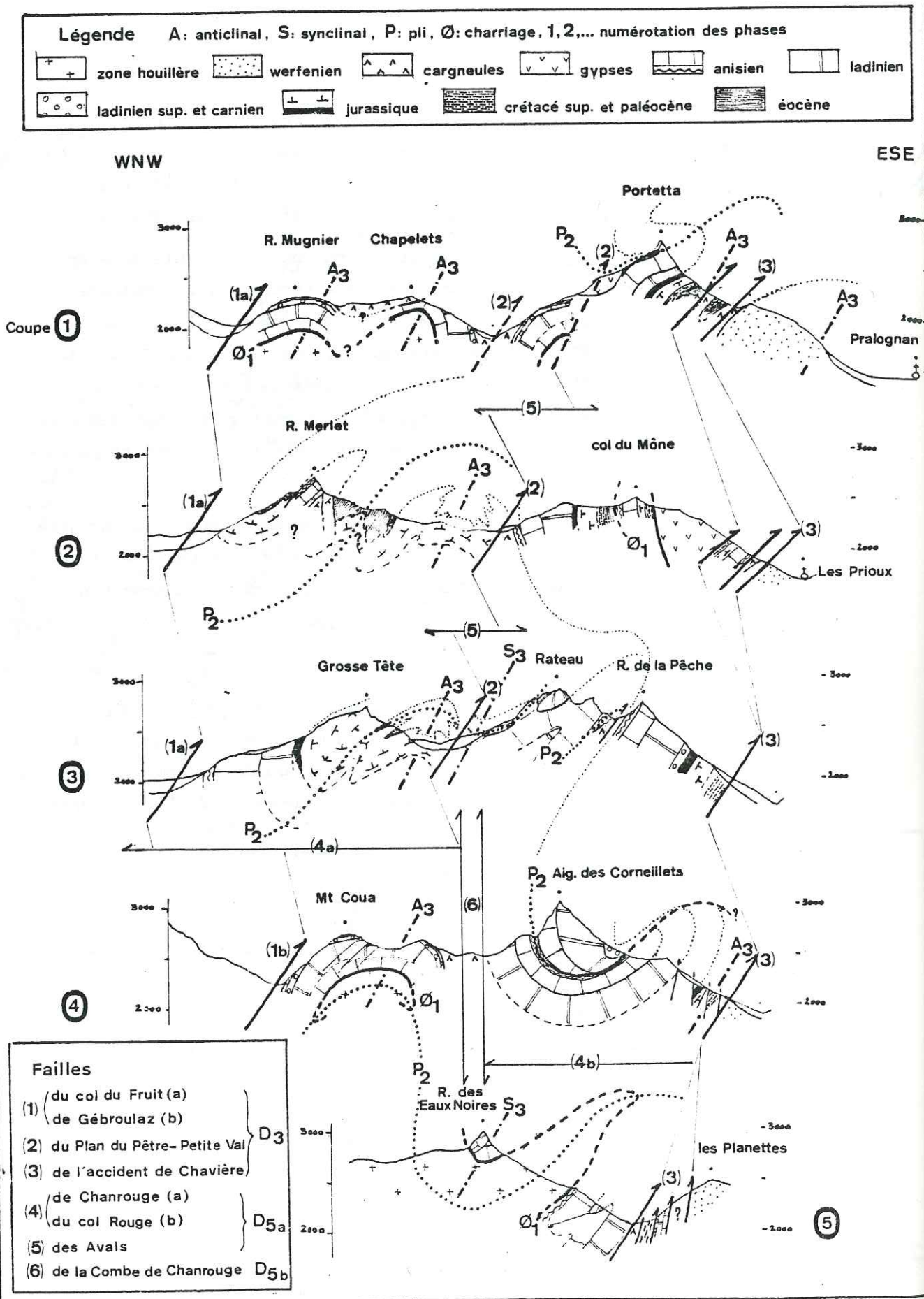
C'est d'ailleurs à la faveur de ces accidents que le flanc normal du synclinal P_2 (unités du Fruit, du Roc Mugnier et des Chapelets) se trouve actuellement à la même altitude que le flanc inverse du même synclinal (Roc de la Pêche, Portetta) (cf. fig. 42, hypothèse 2).

B - II.3.4. Interprétation

Le style des plis et le développement d'une schistosité pénétrative indique que la déformation a eu lieu en niveau structural inférieur. D'autre part le déversement systématique des plans axiaux des plis P_3 vers l'Est et leur association avec des accidents chevauchant parallèles montre qu'une importante composante cisailante (non coaxiale) vers l'Est ou l'ESE a accompagné D_3 .

B - II.3.5. Conclusion - Age - Corrélations

* D_3 , très bien marquée sur l'ensemble de la Vanoise, est matérialisée par de grands plis subméridiens (N 15 environ), synschisteux et déversés à l'Est, associés à des chevauchements vers l'Est qui la font attribuer à la phase classique de rétrodéversement de structures.

Fig. 46 La déformation D₃, au travers de coupes au 1/50.000°, orientées WNW-ESE.

* Elle correspond à la P_2 de F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967), de F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT (1979), de J.F. RAOULT (1980 b), et à la première étape de la S_2 de B. GOFFE (1975).

B - II.4. Les plis NE-SW : D_4

Cette phase est inégalement exprimée dans la zone houillère. Elle s'y traduit par une schistosité localement intense et des plis, pour lesquels la chronologie est facilement établie. J'ai également attribué à D_4 des manifestations cassantes (écaillages) sans preuve chronologique.

B - II.4.1. Les affleurements

. D_4 se manifeste par une schistosité S_4 de direction N 45 à N 60, généralement fortement pentée au N.W. (45 à 90°). Cette schistosité est souvent absente, souvent fruste, mais localement dominante et très pénétrative dans les marbres chloriteux (Lac du Rateau, Crête de Chanrossa). Dans le Trias, seules des fentes apparaissent dans les plans axiaux des quelques plis P_4 .

. D_4 se traduit également par des plis locaux, mais alors assez nombreux d'axe N 50 à N 60 (Lac du Rateau, base Ouest de l'Aiguille de Chanrossa, Arête N du Mont Coua, versant N de l'Arête de Chanrossa). Dans le Trias, les plis sont isopaques, peu fermés, plurimétriques. Plus haut dans la série, la limite jurassique-marbres chloriteux peut être plissée par des plis en chevrons dans les plans axiaux desquels S_4 est dominante (Crête de Chanrossa, Lac du Rateau).

. De plus, j'attribue à D_4 des écaillages et cisaillements postérieurs à D_3 et dont les vergences sont compatibles avec la direction des P_4 . Il s'agit de plans de cisaillements, dans lesquels les microplis d'entraînement en genoux ou les lentilles tectoniques associées ont des axes généralement N 60 à N 80, et indiquent un déplacement vers le SSE (sauf au Roc Mugnier où il est vers le NNW).

On observe également dans le Trias des cisaillements entre bancs à vergence approximative vers le SSE (versant S de l'Aiguille du Rateau, versant SE de l'Aiguille de Chanrossa...).

B - II.4.2. La cartographie (fig. 47)

Les P_4 sont délicats à mettre en évidence. Cependant :

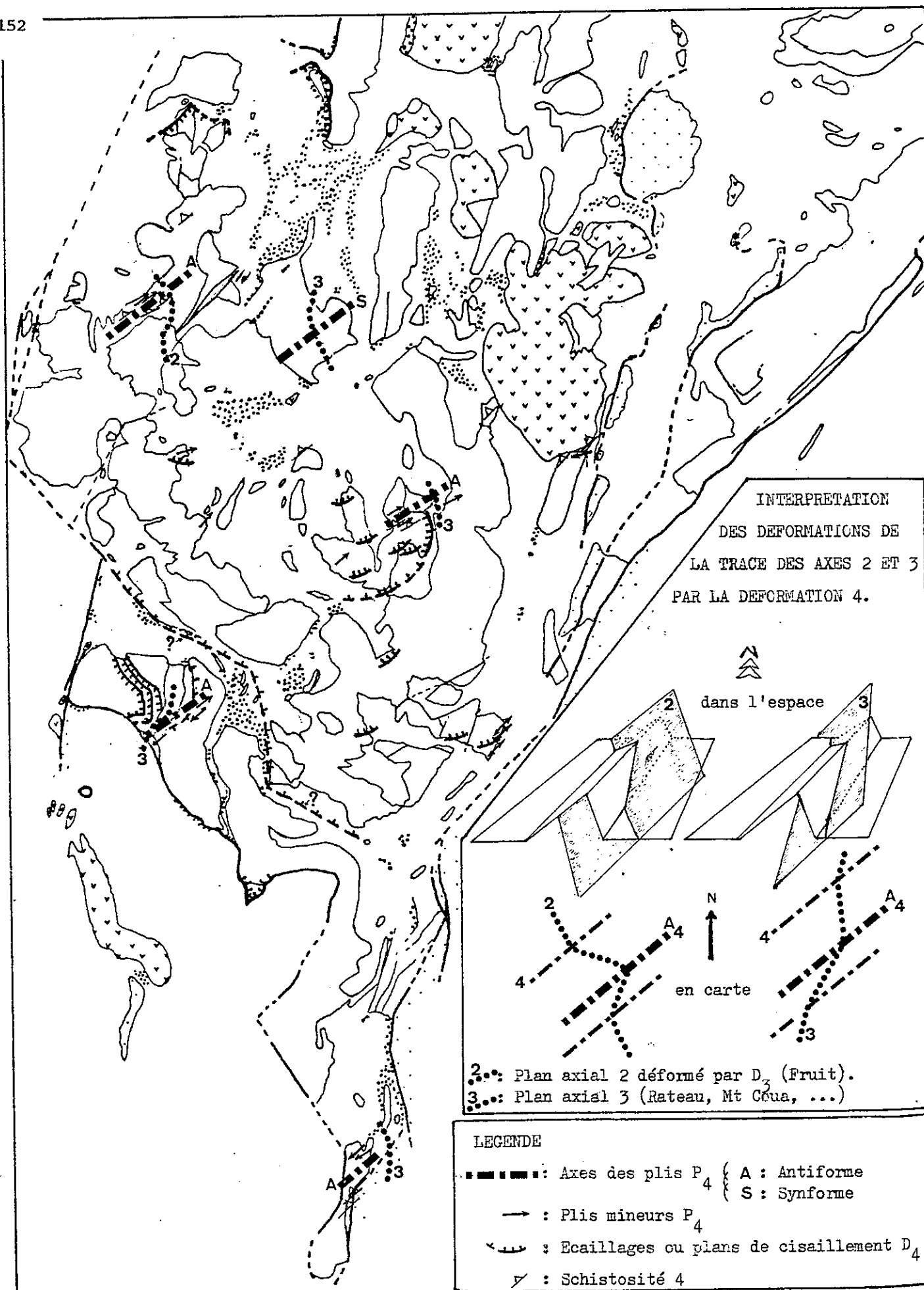


Fig. 47 CARTE DE LA DEFORMATION D₄ DANS LES UNITES DE VANOISE OCCIDENTALE

- La trace cartographique des axes antérieurs est localement déformée : (Crête de Chanrossa-Roc Merlet, Chalets de la Grande Val, Mont Coua, Ouest de l'Aiguille de Chanrossa, Lac du Rateau ?).

- Les manifestations de D_4 (S_4 exprimée, P_4 visibles) se répartissent en bandes d'orientation moyenne N 50/60, précisément aux endroits où les axes antérieurs sont plissés. Or, on a vu que S_4 n'était bien exprimée que dans les plans axiaux des P_4 . Ces bandes représentent donc la trace cartographique des plans axiaux P_4 .

- Les P_4 se localisent souvent dans les formations post-triasiques, aussi est-il difficile de savoir si leurs axes recoupent les limites des unités.

- Enfin, les chevauchements et écaillages montrent une vergence vers l'Est ou le Sud, les plans mesurés indiquant une vergence N 160 environ (SSE). Ce sont ces écaillages qui expliquent en partie les déplacements subis par les chaînons postérieurement à D_3 .

B - II.4.3. Les coupes

Elles ne peuvent mettre en évidence les plis P_4 en raison de l'importance des déformations antérieures.

B - II.4.4. Conclusion - Interprétation - Corrélations

* D_4 se manifeste par une schistosité NE-SW fortement pentée au NW, par quelques plis d'axe NE-SW, et par des écaillages à vergence approximativement SSE (plus rarement NNW). J'ai regroupé ces deux types de manifestations tectoniques qui traduisent une évolution dans le temps d'un contexte encore synschisteux vers une ambiance fragile, car elles me semblent toutes deux résulter d'une compression NW-SE à NNW-SSE, avec cisaillement des parties hautes vers le SE ou SSE. Cet état de contrainte non coaxiale peut être interprété comme le prolongement du rétrodéversement des structures, dont la direction de cisaillement évolue en tournant dans le sens horaire.

* Cette phase "finischsteuse" peut être corrélée avec : la D_3 de F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967), la deuxième étape de la D_2 de B. GOFFE (1975) (?), et la D_3 de F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT (1979).

B - II.5. Les déformations tardives : D₅ (fig. 48)

J'ai regroupé dans ce paragraphe des déformations cassantes enregistrées postérieurement à D₄, et parmi lesquelles on peut distinguer deux générations.

B - II.5.1. Un réseau conjugué N 40/50 - N 130/140 (F_{5a})

Ces failles sont des accidents importants. En effet, les failles N50 décalent au moins localement (faille des Avals) l'accident F₃ de la Petite Val de façon dextre, alors que les failles N 140 (faille de Chanrouge-Col Rouge, par exemple) décalent nettement les accidents F₃ (Col du Fruit-Gébroulaz ; faille de la Petite Val - Plan du Pêtre) selon un jeu sénestre attesté par ailleurs par des stries conservées au Col Rouge.

Ce réseau conjugué traduit donc une compression E-W. (Notons que la faille de Chanrouge-Col Rouge (N 140) a probablement eu un jeu chevauchant vers le Sud antérieurement (D₄), remettant au même niveau le flanc inverse (Roc de la Pêche) du synclinal P₂, et le coeur de l'anticlinal associé) (fig. 42).

B - II.5.2. Des failles subméridiennes (F_{5b})

* Certaines d'entre elles, de direction N 160 (faille de la Combe de Chanrouge) recoupent les F_{5a} (faille de Chanrouge - Col Rouge), selon un jeu dextre prouvé par des séismes actuels (G. MENARD, com. pers.). La faille du Petit Mont Blanc, de même direction, pourrait avoir le même jeu (?).

* D'autres, sénestres, découpent l'éperon N de l'Aiguille du Rateau selon des directions N 10.

* De plus, des failles normales affectent l'unité du Fruit ou du Mont Coua.

* Enfin, on observe fréquemment un rejeu d'accidents plus anciens : jeu normal tardif au Col Rouge (stries), jeu vertical probable de la faille du Col du Fruit prolongé par l'accident du Plan des Génisses, rejeu en versant Est du Roc de la Pêche...).

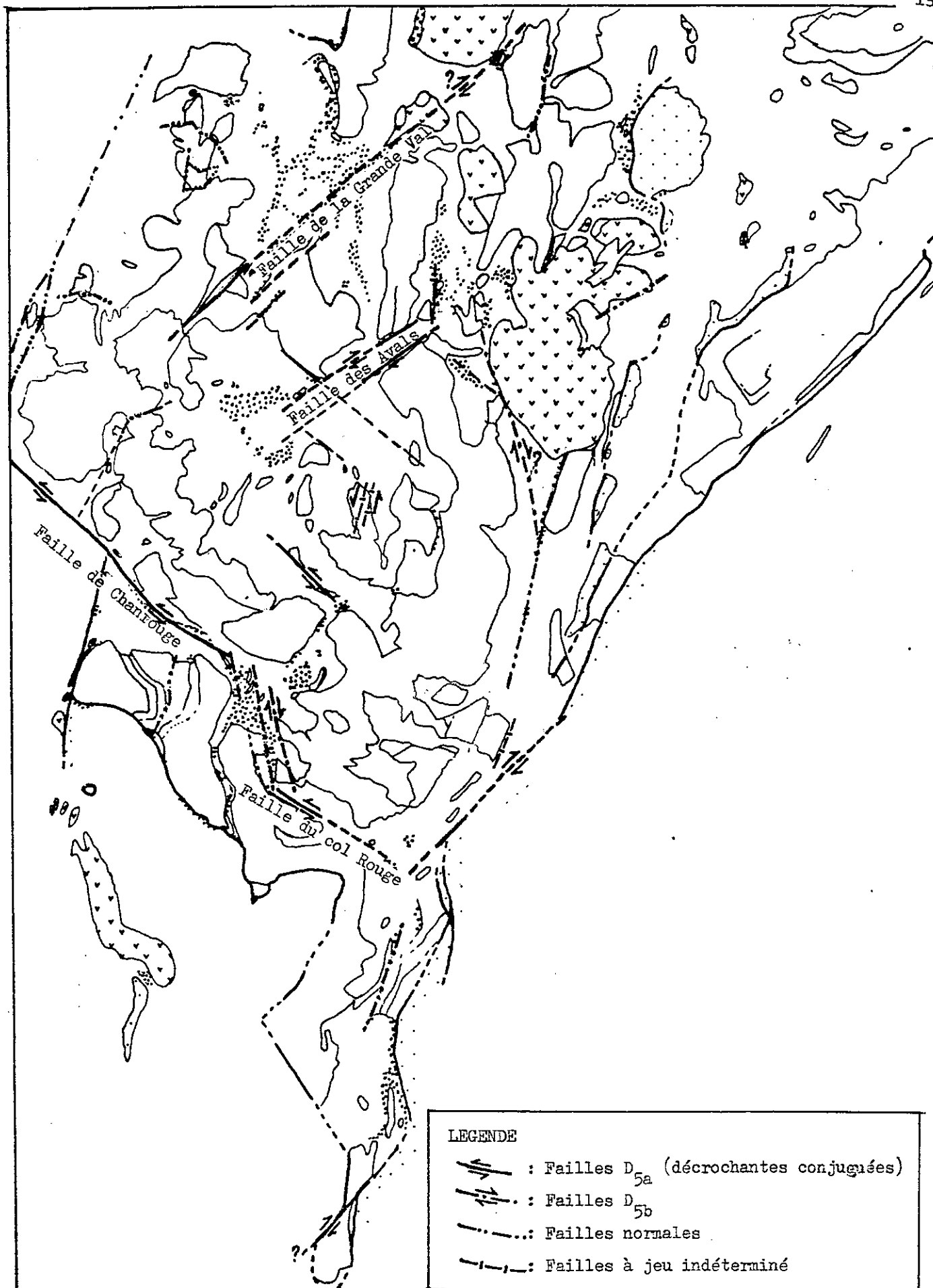


Fig. 48 CARTE DE LA DEFORMATION D₅ DANS LES UNITES DE VANOISE OCCIDENTALE

C - APERCU SUR LES CHAINONS MESOZOIQUES BRIANÇONNAIS REPOSANT SUR LA VANOISE MERIDIONALE

Dans le but de comparer les structures respectives des unités reposant sur la zone houillère et sur la Vanoise méridionale, j'ai été amené à étudier rapidement les montagnes qui vont du Col du Tambour aux Aiguilles de l'Arcelin.

C - I. Structure générale (fig. 49)

C - I.1. Le chaînon Grand Marchet - Arcelin

Ce chaînon est structuré en un grand pli d'axe E-W à plan axial penté au Nord, dont la charnière est tronquée par le contact avec le socle de Vanoise méridionale. Aux Aiguilles de l'Arcelin, les couches, subverticales, se prolongent au Sud (Arête N de la Pointe du Dard) par une série à l'endroit affectée (à la petite Aiguille de l'Arcelin) d'un repli d'axe E.W. déversé au Nord, repli déformé ultérieurement par une phase NE-SW.

Au Sud de la partie Ouest du Grand Marchet (cirque du Grand Marchet), le pli transverse interfère avec une autre structure qui se prolonge par le chaînon Petit Marchet - Roc du Tambour.

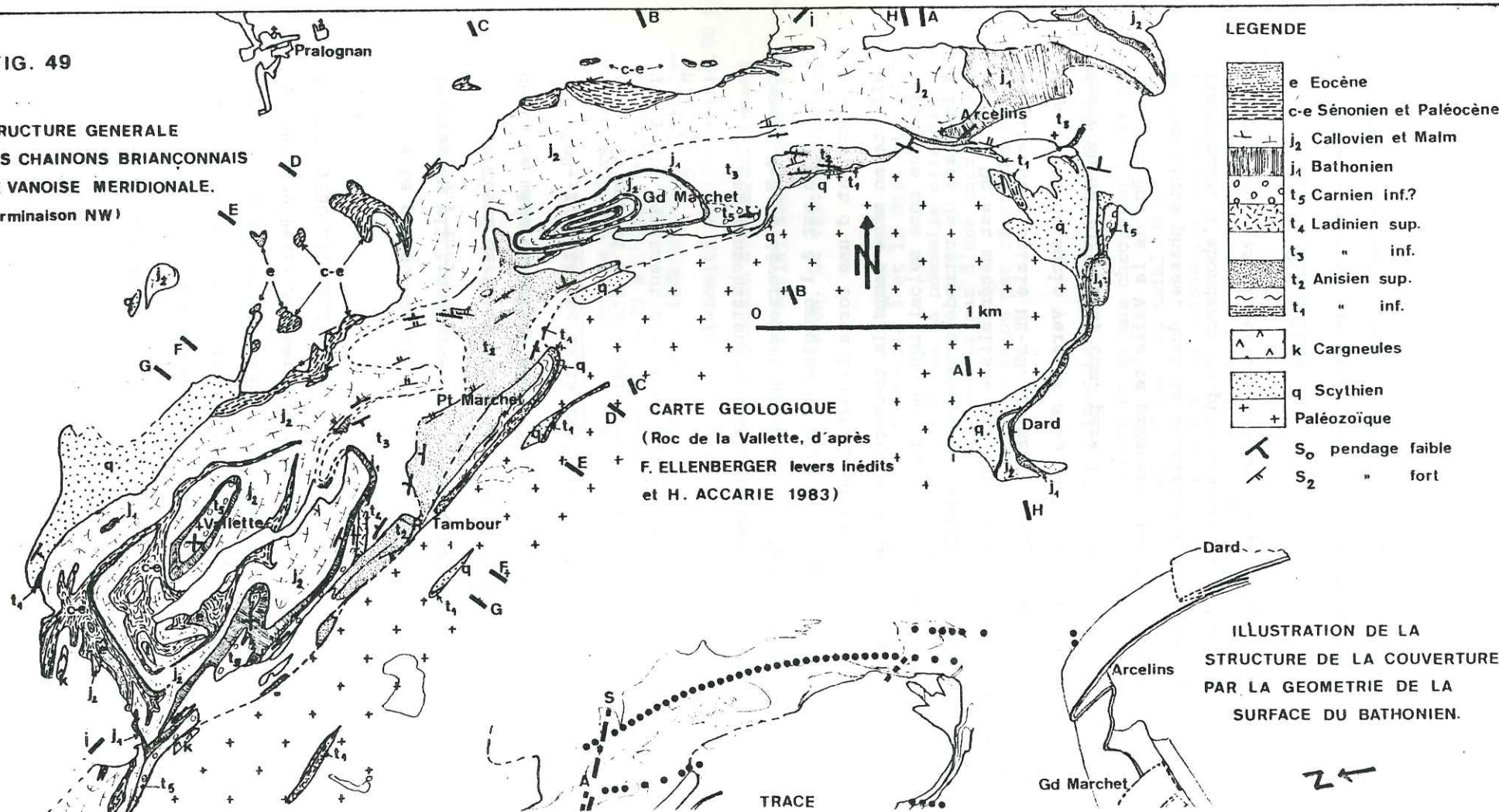
C - I.2. Le chaînon Petit Marchet - Roc du Tambour

A ce niveau, les couches montrent une direction N 05 à N 30 et un raide pendage W. Une charnière antiforme d'axe N 15 est dessinée par le Dogger au S.W. du Col du Tambour, et montre que le pli affecte une série à l'envers qui constitue le prolongement au SW du flanc inverse de la charnière E-W du Grand Marchet. Le Roc du Tambour et le Petit Marchet, qui constituent le flanc oriental de l'antiforme N 15, montrent un raide pendage W de la stratigraphie, impliquant un net déversement de ce pli vers l'Est.

Cette structure subméridienne est tronquée au Sud par des bandes d'anisien de direction NE-SW, parallèles au contact avec le socle et aux accidents associés. Quelques plis NE-SW affectent d'ailleurs la couverture et les accidents (Roc du Tambour) indiquant que ceux-ci leur sont antérieurs ou contemporains.

FIG. 49

**STRUCTURE GENERALE
DES CHAINONS BRIANÇONNAIS
DE VANOISE MERIDIONALE.
(terminaison NW)**



Interprétation :

* Le chaînon Grand Marchet - Arcelin représente la charnière d'un grand pli E-W dont le flanc normal est représenté par l'arête Nord de la Pointe du Dard, et dont le flanc inverse est constitué par la série inverse, déformée du Petit Marchet - Roc du Tambour. Ce pli qu'avait déjà signalé J.F. RAOULT (1980 b), impliquerait donc également le socle de la Vanoise méridionale.

* Le pli subméridien nettement déversé à l'Est qui affecte le flanc inverse du pli transverse est lui-même repris par une phase ultérieure.

* Cette dernière phase est responsable de plis d'axes NE-SW et d'accidents de même direction qui déforment ou tronquent la structure subméridienne.

C - I.3. Le Roc de la Vallette

Ce massif a été étudié par H. ACCARIE (1983) et O. MERLE (com. pers.) qui y ont également distingué trois phases que je noterai pour le moment D a, b, c.

- Da, synschisteuse, est responsable de plis isoclinaux d'axe grossièrement E-W, à déversement hypothétique (SSW ? pour H. ACCARIE, 1983).

- Db est à l'origine de plis synschisteux d'axe N 05 à N 40, déversés à l'Est, et d'une forte linéation minérale d'étirement vers l'ESE. Elle affecte en même temps la couverture et le socle en bordure duquel se développe une zone mylonitique en cisaillement vers l'Est ; et est rapportée à la phase de rétrodéversement (O. MERLE com. pers., B. GOFFE, 1975).

- Dc est matérialisée par une schistosité verticale et des plis ronds de direction axiale NE-SW. O. MERLE l'explique par une surrection et un chevauchement du socle vers le N ou le NW, marqué par un grand pli en genou déversé au NW (O. MERLE, com. pers.).

Le Roc de la Vallette présente une structure complexe d'interférence de ces trois phases, dont le déchiffrement est compliqué par la topographie vigoureuse, l'abondance de plis mineurs, et l'obliquité des contours morphologiques sur les directions des phases principales.

C - I.4. Conclusion

On peut donc assimiler les plis E-W et la phase Da définie par H. ACCARIE et O. MERLE avec la phase D₂ de la zone houillère ; les plis sub-

méridiens déversés à l'Est (Db) avec ma phase D_3 ; et les plis NE-SW (Dc) avec D_4 .

Remarquons que D_1 n'est pas prouvée pour la couverture briançonnaise reposant sur la Vanoise méridionale.

C - II. Les affleurements

C - II.1. D_2 et D_3 (fig. 50)

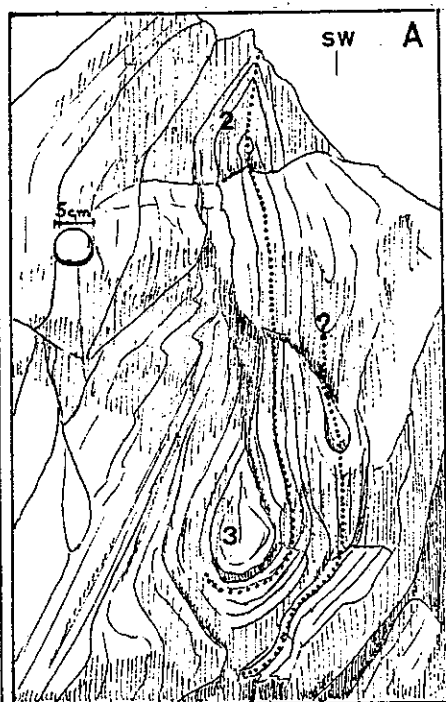
* S_2 est la schistosité principale au Nord du secteur (versant W du Petit Marchet, Grand Marchet) où elle montre une direction N 60 à N 70, conforme à la direction de P_2 déformée par D_3 (fig.49, carte).

* S_3 est bien individualisée au niveau du Roc du Tambour. Près du contact avec le socle de Vanoise méridionale, elle montre une direction N45, mais est associée à des fentes de direction N 20 à raide pendage W, et à des plans de cisaillement ("Riedels ductiles") indiquant un cisaillement des parties NW vers le haut le long de la schistosité verticale (fig.50 b). Or, on a vu que sur la zone houillère, D_3 correspondait à un cisaillement vers l'E ou l'ESE. S_3 aux abords du contact avec le socle, avait donc très probablement à l'origine un pendage vers l'W ou le NW. La verticalisation de S_3 serait donc postérieure.

De plus, l'orientation N 45 de la schistosité 3 et la direction N 20 des fentes originellement associées indiquent que la nouvelle orientation de S_3 (primitivement probablement N 20) ne résulte pas d'une torsion, mais est probablement due à un phénomène de réorientation par réutilisation ultérieure de S_3 .

* Les plis 2 et 3 montrent un style isoclinal à charnières renflées (fig.50c). De plus, quand ils sont associés et qu'une chronologie est donc possible (fig.50A), ils montrent une même direction axiale N 45, mais un plongement différent : les axes P_2 plongent au SW, alors que les P_3 plongent de 20 à 50° vers le NE. Or, quand on bascule ces directions de 90° vers le NW autour d'un axe N 45 horizontal (annulation de D_4), on s'aperçoit que les P_2 sont orientés NE-SW à NW-SE et les directions axiales de P_3 sont N 10 (\pm 10), conformes donc à ce qu'on en connaît par ailleurs, les P_2 restant déformés par D_3 , mais montrant une direction axiale grosso-modo E-W (fig. 51).

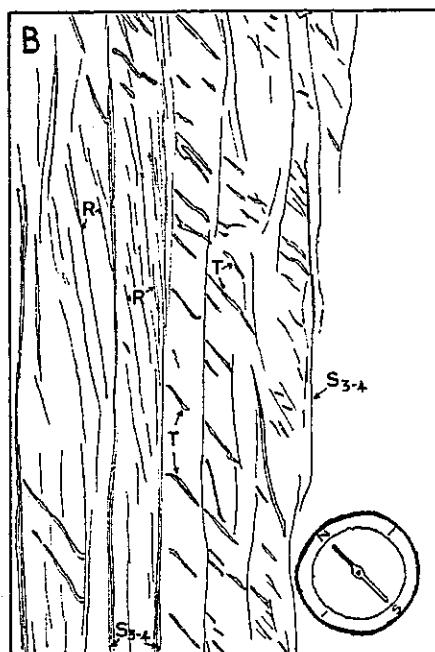
Fig. 50 EXEMPLES DE DEFORMATIONS A L'AFFLEUREMENT DANS LA COUVERTURE DE VANOISE MERIDIONALE



A : Pli métrique replissé dans l'Anisien inférieur de la "zone des cols", à hauteur du Refuge de la Vallette.

Les deux plis montrent une même direction axiale N 45, mais un plongement SW pour le 1° (2), et NE pour le 2° (3).

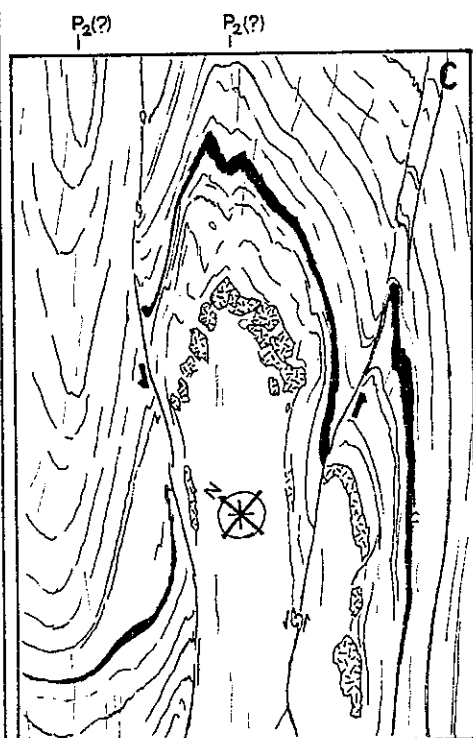
Après annulation de D4, ceux-ci s'avèrent être de direction N-S (3) et (en gros) E-W (2). (cf fig. 51)



B : Fentes de tension (T) de direction N 10/20, et plans de cisaillement (R) associés indiquant un cisaillement des compartiments NW vers le haut le long des plans de schistosité.

Celle-ci, de direction actuelle N 45, verticale, est donc interprétée comme étant une S 3 verticalisée et réorientée lors de D 4. (S 3-4)

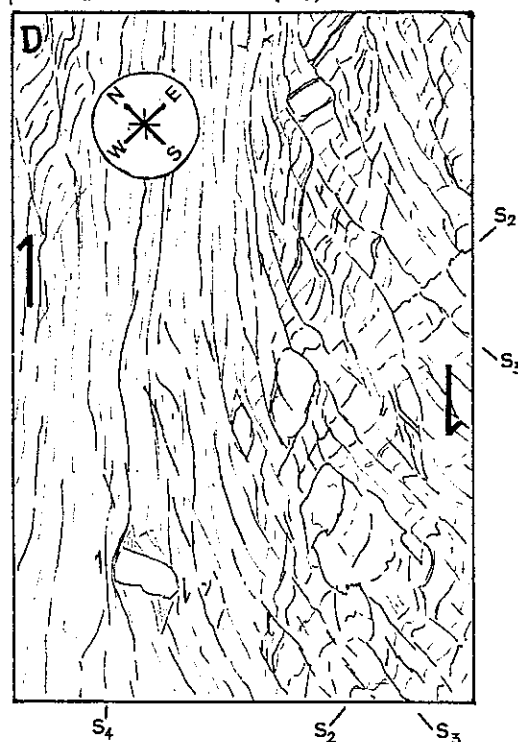
(Anisien basal, versant Nord du Roc du Tambour)



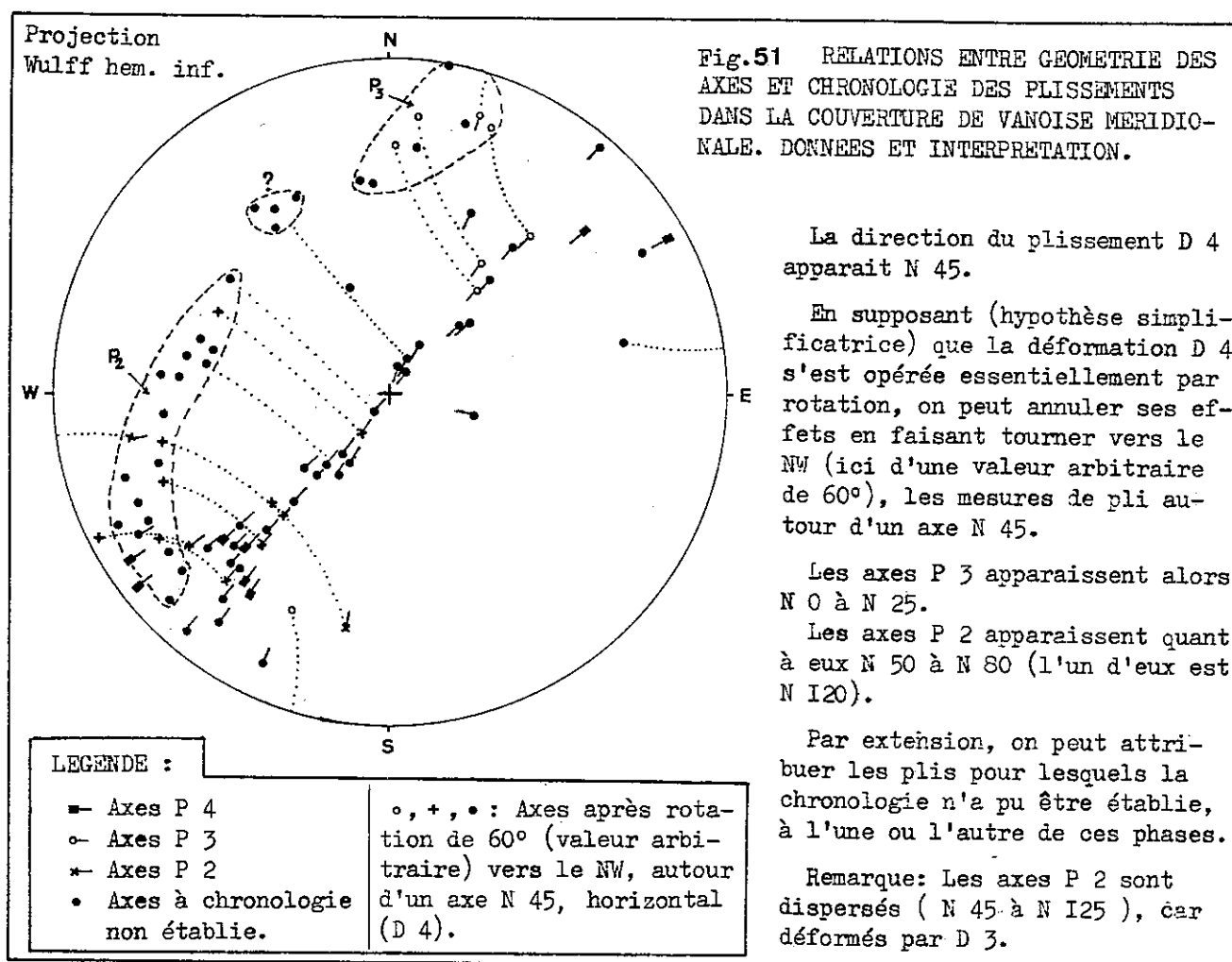
C : Cisaillement apparemment senestre des flancs d'un pli P2 dans l'Anisien inf. de la zone des cols, à hauteur du Refuge de la Vallette.

Le jeu visible résulte soit de la projection du chevauchement D3 vers l'ESE sur une coupe oblique, soit d'un décrochement senestre lors de D4.

D : "Shear zone" dextre dans les marbres chloriteux du versant N. du Grand Marchet (S4).



L'existence, lors de D4, de cisaillements dextres au NE (D) et senestres (?) au SW du cirque du Grand Marchet (C?), pourrait être interprétée comme résultant du jeu de poinçon du socle de Vanoise méridionale qui chevauche vers le NW au cours de D4.



* Conclusion. D₂

- D₂ est responsable de plis E-W isoclinaux et d'une intense schistosité déformée par D₃ puis D₄ ;
- D₃ se traduit par des plis subméridiens, et une schistosité, associée près du contact avec le socle, à de nombreux indices de cisaillement vers l'Est.

C - II.2. Le problème de D₄

On vient de voir qu'aux abords du contact avec le socle, D₄ verticalisait les structures antérieures et semblait réutiliser S₃ en la réo-

rientant. D'autre part, O. MERLE interprète cette phase comme résultant d'une surrection et un chevauchement du socle vers le N ou le NW (com.pers.).

* A l'affleurement, en raison de l'intensité des déformations antérieures, très peu de structures sont attribuables de manière sûre à cette phase.

Cependant, en versant N du Grand Marchet, on relève, déformant ou recoupant les surfaces antérieures, des indices de cisaillement dextre le long de plans verticaux de direction NE-SW à ENE-WSW : torsion ou queues de cristallisation asymétrique sur des boudins de calcite, shear zones (fig.50D).

Au SW du secteur, seuls quelques rotations sénestres de galets dans le Carnien du Col du Tambour, et des cisaillements sénestres sont peut-être attribuables à D_4 (fig.50C). Mais il convient ici d'être très prudent, en effet, la schistosité peut réutiliser, en la réorientant légèrement, la schistosité 3, aussi est-il extrêmement difficile de différencier ce qui revient à D_3 de ce qui est dû à D_4 . L'interprétation qui suit n'a donc valeur que d'hypothèse.

On pourrait expliquer la coexistence de cisaillements dextres au NE et sénestres au SW (?), par le jeu de poinçon du socle de Vanoise méridionale chevauchant vers le NW, jeu compatible avec la structure de pli (P_4) en genou non cylindrique déversé au NW signalé dans le socle par B. GOFFE (1975) et O. MERLE (com. pers.).












C - III. Comparaison avec la zone houillère

On peut maintenant faire une rapide comparaison entre les unités de la zone houillère et celles de Vanoise méridionale.

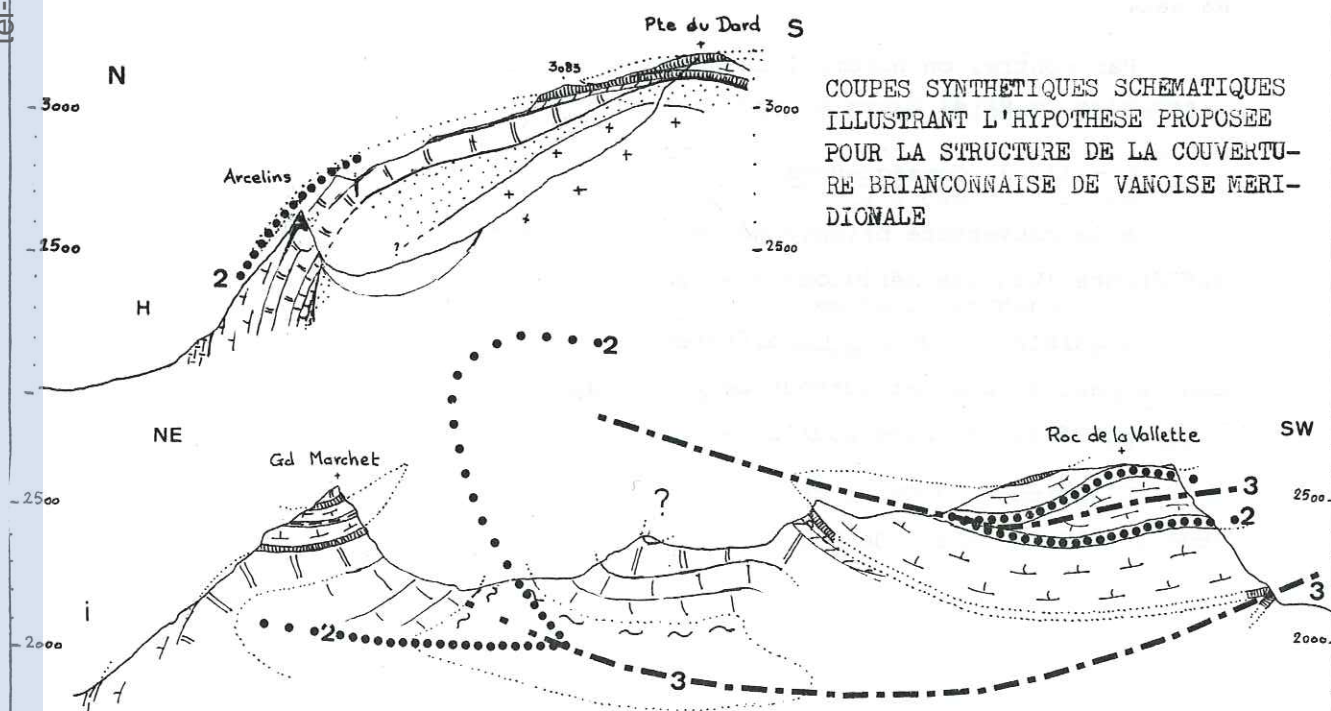
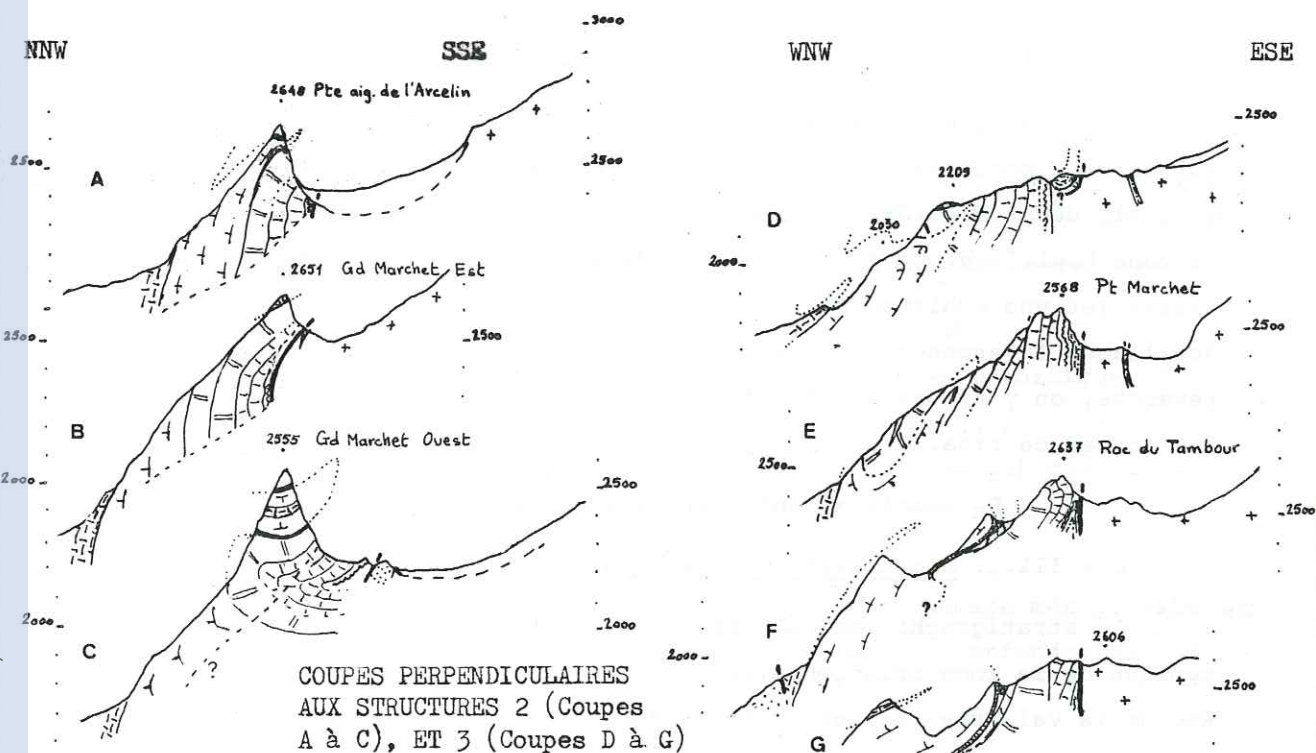
C - III.1. Comparaison structurale

- D_1 n'est pas prouvée sur la Vanoise méridionale. On peut cependant remarquer que la nappe de la Grande Motte repose, soit sur la couverture briançonnaise occidentale (Réchasse), soit sur le socle même (Dent ^{rr}Pa~~m~~achée). En tout cas, l'étude de la nature originelle (stratigraphique ou tectonique) du contact de la couverture briançonnaise sur le socle est rendue extrêmement difficile par l'intensité des déformations ultérieures.

Fig. 52 COUPES DANS LA COUVERTURE BRIANCONNAISE DE VANOISE MERIDIONALE.

LEGENDE :  : Paléozoïque de Vanoise méridionale,  : Scythien,  : Anisien inf. (S1),  : Anisien inf. (S2),  : Anisien sup. (S3 à S5),  : Ladinien inf. (S6-S7),  : Ladinien sup. (S8-S9),  : Carnien inf.?,  : Bathonien,  : Callovien-Malm,  : Crétacé sup. et Paléocène sup.

(Localisation sur la fig. 49)



- D₂ présente la même géométrie et les mêmes caractéristiques que sur la zone houillère. Le pli du Grand Marchet est interprété comme un mégapli d'axe E-W (N 80 à N 110) à coeur de socle et déversé au Nord.

- D₃, responsable de plis subméridiens déversés à l'Est, est semblable à la D₃ de la zone houillère, mais elle semble à la fois plus intense et plus localisée sur la Vanoise méridionale.

- D₄ est à l'origine de plis de même direction (NE-SW) que sur la zone houillère. Mais sur la Vanoise méridionale, le socle est affecté d'un pli déversé au NW, c'est à dire opposé aux déversements observés sur la zone houillère. De plus, les plis de la couverture montrent des plans axiaux (et une schistosité) verticaux, et sont mieux marqués. Enfin, les écaillages à vergence SSE n'existent pas sur la Vanoise méridionale. En revanche, on y trouve des failles N 50, pouvant être plissées par D₄, et des traces de cisaillement possibles.

- D₅ semble absente sur la Vanoise méridionale.

C - III.2. Comparaison stratigraphique

La stratigraphie des unités reposant sur la Vanoise méridionale est typique de la zone briançonnaise de Vanoise occidentale. Les séries du Roc de la Vallette (B₁) et du Petit Marchet (B₂) par exemple, sont identiques, respectivement à celles du Roc de la Pêche et de l'Aiguille du Rateau.

Par contre, on notera l'absence des séries exclusivement triasiques (At) sur la Vanoise méridionale.

C - III.3. Conséquences

* La couverture briançonnaise était déjà répartie sur deux socles différents (Vanoise méridionale et zone houillère) lors de D₂.

* (Mis à part D₁?), les différences d'évolution structurale apparaissent à partir de D₃ et surtout de D₄, où le déversement des structures serait opposé sur la zone houillère et sur la Vanoise méridionale.

L'accident de Chavière qui nous reste à étudier, doit donc avoir joué un rôle à partir de D₃.

D - L'ACCIDENT DE CHAVIERE

D - I. Introduction

Les deux ensembles précédemment décrits sont séparés par un accident complexe et important qui se traduit topographiquement par la longue vallée de Chavière qui lui a donné son nom.

Cet accident sépare deux socles paléozoïques à matériel et à métamorphisme différents (cf. 1ère partie, § B - I et B - III), socles sur lesquels reposent des unités briançonnaises de série analogues dont l'histoire structurale présente des différences de part et d'autre de la vallée.

On peut y distinguer plusieurs éléments structuraux :

- la faille inverse qui limite à l'Est les unités mésozoïques de la zone houillère et dont on a vu le rôle lors de D_3 ;
- une zone d'écaillés mésozoïques et de cargneules qui chevauche vers l'Est une bande de quartzites ;
- la bande de quartzites ;
- au Nord-Est, les unités briançonnaises de Vanoise méridionale et leur contact avec cette dernière viennent se confondre au Sud avec l'accident.

D - II. Le rôle de l'accident de Chavière lors de D_3

D - II.1. La bande de quartzites

Sa structure générale est un antiforme d'axe N 15 (P_3), mais des plis d'axe grossièrement E-W (P_2) (au niveau du Pont du Diable et du Dôme de Napremont), lui donnent une structure de "boîte à oeuf" (J.G. RAMSAY, 1967 ; P. VIALON et al., 1976).

On remarque d'une part que ces quartzites se raccordent au Nord au Rocher de Villeneuve et aux masses de quartzites de la Vanoise septentrionale, et d'autre part qu'ils sont surmontés par le Roc de la Vallette (flanc inverse du P_2 de Vanoise méridionale). Ces quartzites pourraient donc constituer le flanc normal inférieur du P_2 (probablement cisailé) de Vanoise méridionale, flanc qui se raccorderait alors à la Vanoise septentrionale. Dans cette hypothèse, les quartzites appartiennent donc à la zone Vanoise - Ambin.

Enfin, les plis P_2 ne se correspondent pas de part et d'autre de la vallée, suggérant ainsi l'existence d'un décrochement dans l'axe de la vallée.

D - II.2. Les écaillés mésozoïques

a) Nature des écaillés

Les écaillés contenues dans cette zone et emballées dans des cargneules sont toutes à série stratigraphique tronquée (à l'exception de l'écaille du Sêcheron (B_3)), soit exclusivement triasiques (Planettes, At), soit, le plus souvent, exclusivement post-triasiques. L'origine paléogéographique de ces dernières est variée : briançonnais occidental (Prioux, Ab), Nappe de la Grande Motte (La Masse, Rama ? (Ap)) ; ou inconnue (Les Fonds, Frétarbe, Nord du Col de Chavière). L'accident de Chavière a donc joué postérieurement à D_1 , phase de charriage initial.

b) Géométrie de la zone d'écaillés

Au Nord, jusqu'au Col de Napremont, les écaillés présentent toutes une direction N 10/20 et un pendage vers l'Ouest (20 à 50°). Les contacts qui les séparent ont donc sensiblement la même géométrie et tronquent les plis E-W (P_2) qui affectent les parties N des écaillés du Sêcheron et des Prioux. L'accident a donc fonctionné lors de D_3 .

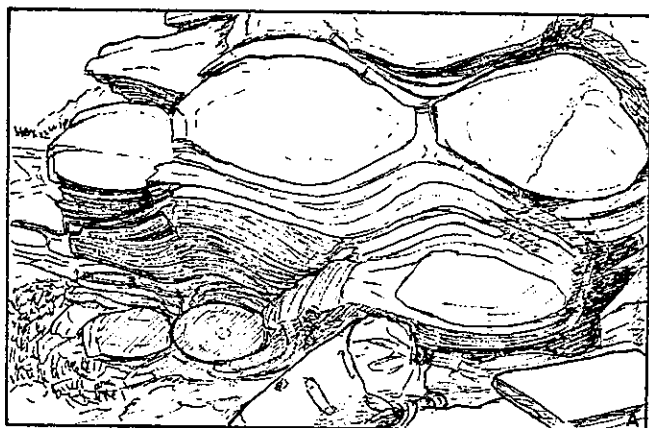
Au Sud, les écaillés présentent des directions comparables (N 10 à N 40), mais sont plus redressées (50°W à verticales).

c) A l'affleurement

On observe que les écaillés méridionales ont subi une importante réduction tectonique d'épaisseur. Par exemple, l'Anisien, complet, de l'écaille des Planettes a une épaisseur totale de 30 m, alors qu'il fait habituellement 100 à 150 m. Cette réduction d'épaisseur s'est opérée, au moins en partie, selon une direction privilégiée, perpendiculaire à l'axe des boudins, direction qui s'avère avoir été (avant verticalisation) grossièrement E-W (fig. 54a et b).

L'étirement subi selon cette direction peut être évalué par des marqueurs (veines de calcite boudinées) à 200 ou 300 %. Mais il semble s'accompagner d'un étirement presque aussi important selon une direction N-S (aplatissement de polypiers dans le Lias prépiémontais).

Fig. 53 EXEMPLES DE DEFORMATIONS D_3 ET D_4 DANS L'ACCIDENT DE CHAVIERE.



A : Boudins (d'axe N160, 15°S) dans l'Anisien inférieur du Lac Blanc, indiquant un étirement (D_3) ici ENE-WSW.

C : Plans de cisaillements ("Riedels ductiles"),



associés au jeu chevauchant D_3 vers l'Est de l'accident de Chavière (coupe oblique sur affleurement verticalisé, marbres phylliteux au N. du col de Chavière).



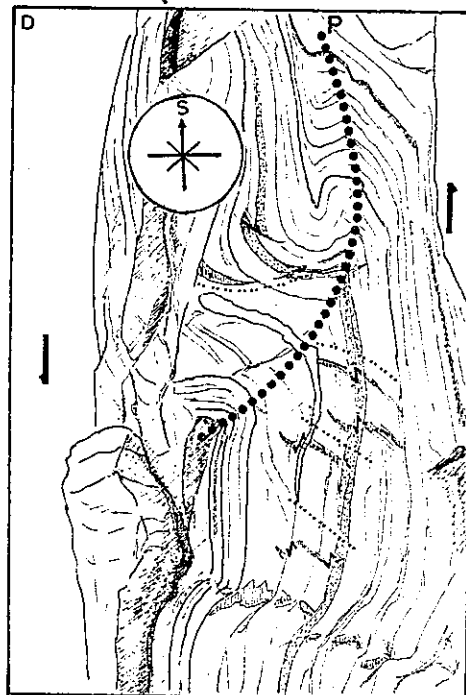
B : Boudins portés par un plan vertical (Trias moyen de l'échelle des Planettes).

Les boudins, d'axe N30, 30°N, sont eux-même boudinés. Cette structure en "tablette de chocolat" indique (après remise à l'horizontale du plan porteur) une extension (X) Est-Ouest, et une composante (Y) d'étirement Nord-Sud (applatissage), lors de D_3 dans l'accident de Chavière.

D : Exemple de pli non schisteux (D_4) d'axe subméridien subvertical (70° Sud) dans les marbres phylliteux au N. du col de Chavière. Noter que:

- Les fentes, interprétées comme des fentes de tension, sont décalées par des microcisaillements senestres (\leftarrow), et tordues par le pli (.....).
- Le pli (....) est asymétrique et son axe est enroulé.

Ces structures sont interprétées comme résultant d'un cisaillement senestre (à légère composante chevauchante vers le SSE: plongement raide des axes de plis vers le Sud.)



Cet aplatissement-étirement est associé à de nombreuses traces de cisaillement qui accompagnent S_3 et indiqueraient, (avant verticalisation par D_4) un cisaillement vers l'Est (fig. 54 c).

Enfin, la schistosité S_3 , orientée NNE à NE, à pendage raide à vertical vers l'Ouest, traduit une verticalisation et une légère torsion des structures D_3 .

d) Conclusion - interprétation

- La géométrie des structures et la nature des déformations associées à cette phase D_3 (aplatissement, étirement E-W, cisaillement vers l'Est) indiquent un important jeu chevauchant vers l'Est de l'accident au cours de D_3 . On remarquera que la déformation D_3 est particulièrement intense au contact du socle de Vanoise méridionale, indiquant que l'essentiel du cisaillement s'est localisé à ce niveau, et non pas dans l'axe topographique actuel de la vallée de Chavière.

- Enfin, la verticalisation et la torsion des écailles méridionales indiquent un fonctionnement postérieur à D_3 .

D - III. Le rôle possible de l'accident de Chavière lors de D_4

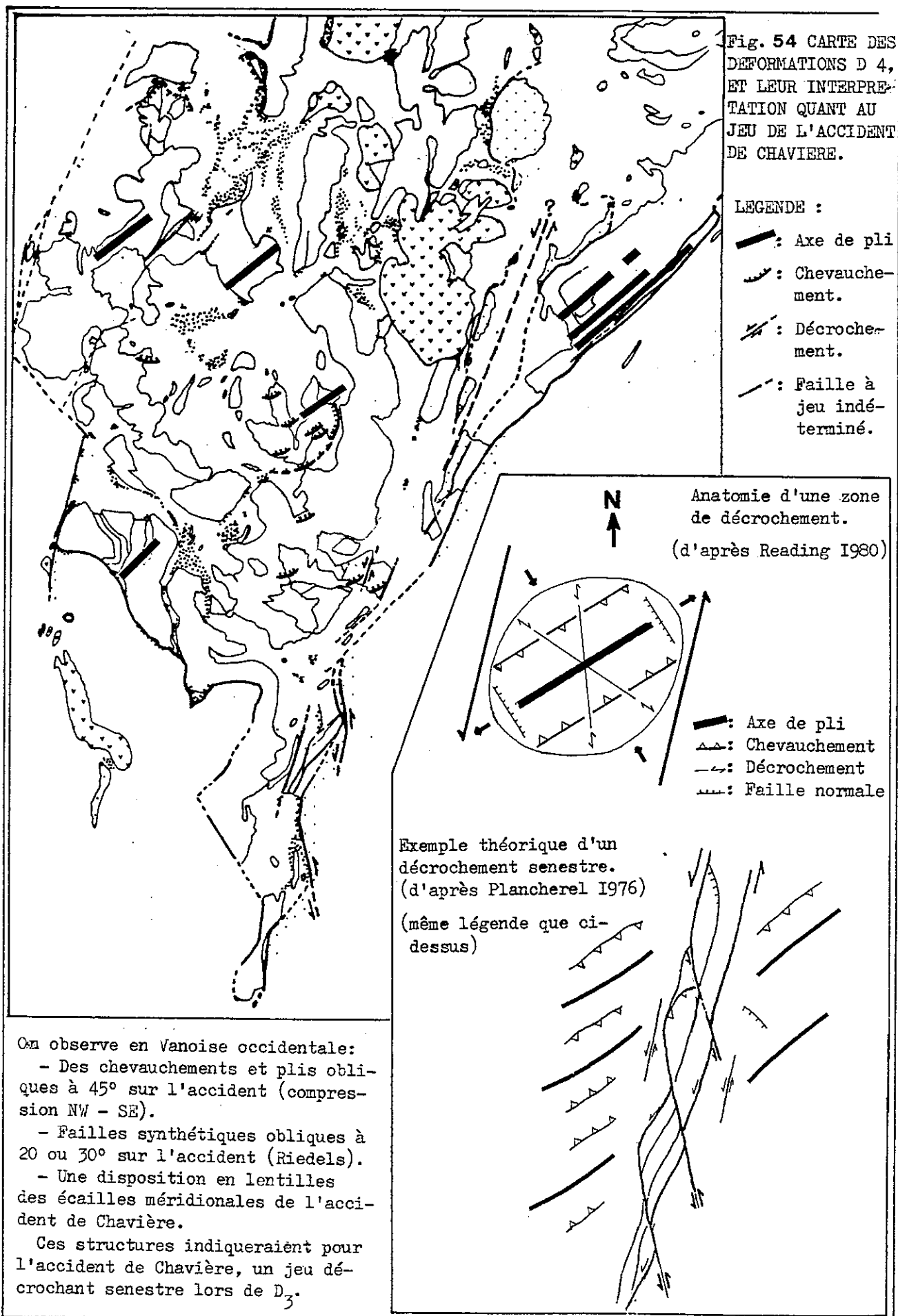
D - III.1. Les structures D_4 aux abords de l'accident (fig. 53)

- * Les plis P_4 montrent une direction axiale N 50/60, oblique à 35/45° par rapport à l'accident de Chavière.
- * Les écaillages D_4 vers le SSE (ou le NNW) selon des plans N 60 à 70, visibles sur la zone houillère, présentent des vergences obliques à 50° environ sur l'accident de Chavière.
- * D_4 est mieux marquée sur la Vanoise méridionale que sur la zone houillère.

D - III.2. Structures D_4 de l'accident de Chavière

a) Dans la partie sud de l'accident

- * Les écailles sont redressées (N 50° W à verticales).
- * Elles sont localement organisées en lentilles obliques de 10 à 25° sur les lèvres subméridiennes de l'accident.
- * Des failles sénestres N 0 à N 165, obliques de 10 à 25° sur l'accident, en recoupent les bords (Planettes, glacier de la Masse). Ces failles, décalées par des décrochements dextres



N 45 appartenant au réseau NE-SW/NW-SE de D_{5a} , sont bien contemporaines de D_4 .

* Des plis à axes subverticaux ou à très fort plongement au S (65 à 90°), et à schistosité de fracture, indiquent un cisaillement sénestre et une légère composante chevauchante vers le SSE (fig.54D).

b) Le contact entre unités briançonnaises et Vanoise méridionale se présente comme un accident vertical recoupant les structures D_3 , et parfois associé à des failles secondaires parallèles plissées par P_4 , et localement associées à des indices possibles de cisaillement (§ C-II.4).

D - III.3. Interprétation (fig. 53)

* Toutes ces structures sont autant de manifestations classiquement associées à un décrochement (R.E. WILCOX et al., 1973 ; J.C. CROWELL, 1974 ; P. VIALON et al., 1976 ; R. PLANCHEREL, 1976, 1979 ; H.G. READING, 1980).

En l'occurrence, ce décrochement D_4 , sénestre, se ferait le long de la partie sud de l'accident de Chavière et pourrait se prolonger au Nord dans les quartzites de la zone Vanoise-Ambin, dont les axes P_2 sont décalés.

* De plus, l'étude de D_4 nous avait conduit à envisager un cisaillement vers le SSE sur la zone houillère, et un soulèvement-chevauchement du socle de la Vanoise méridionale vers le NW. Ces mouvements sont compatibles avec le décrochement envisagé. En outre :

- Ils impliquent une composante chevauchante vers le SSE le long de l'accident, compression à même d'expliquer d'une part que les écailles méridionales de l'accident soient verticalisées et non pas recoupées en décrochement et d'autre part que les axes des plis associés au décrochement (partie sud de l'accident de Chavière) ne soient pas rigoureusement verticaux, mais montrent un fort plongement Sud.

- Les plis P_4 de la zone houillère, déversés au SE ou SSE (?) suggèrent que la compression cisailante enregistrée sur ce secteur est, au moins à l'origine, une cause du décrochement et non pas une conséquence : dans ce dernier cas en effet, les plis seraient déversés au NW (F. ODONNE, 1981). Par contre, les cisaillements vers le SSE attribués à D_4 (3^e partie, § II.4.1.) en sont probablement une conséquence.

* Enfin, notons que si ce sont les mêmes ^{les} axes des P_2 à coeur de socle de part et d'autre de l'accident sont décalés de façon sénestre d'environ 8 km. Ce décalage ne peut s'expliquer uniquement par le chevauchement D_3 , celui-ci étant de direction perpendiculaire ($\pm 10^\circ$) aux axes P_2 . Il semblerait donc que la plus grande partie de ce décalage soit due soit au cisaillement du pli P_2 de Vanoise méridionale, soit au jeu décrochant sénestre D_4 de l'accident de Chavière, dont l'ampleur maximale pourrait alors être estimée à 8 km.

E - I. Récapitulation

D₁ : phase de charriage initial de la nappe briançonnaise sur le socle de la zone houillère déjà débarrassée de sa couverture carbonatée et érodée (et sur le socle de Vanoise méridionale ?), sans structures associées reconnues (pas de S₁).

D₃ : plissement subméridien déversés à l'ESE, et chevauchement vers l'Est le long d'accidents de direction N 15 ("Rétrodéversement").

D_5 : phases cassantes essentiellement décrochantes.

E - II.1. Le charriage D₁

- Que le contact entre couverture et socle soit plissé par quelque phase plicative que ce soit ne peut constituer un argument en faveur de sa nature stratigraphique, puisque les plissements sont postérieurs à D₁ .

- L'importance de D₁ qui superpose des séries de type briançonnais occidental, de type Grande Motte (et d'origine piémontaise si D₁ est responsable du charriage du Mont Jovet), m'incite comme F. ELLENBERGER (1958) à envisager un décollement systématique de la couverture briançonnaise au niveau de la Séq.1 de l'Anisien, (au moins sur la transversale étudiée).

- Par ailleurs, il ne me semble guère possible d'envisager que le Trias moyen, remarquablement uniforme sur tout le bassin briançonnais (A. BAUD et J. MEGARD, 1975 et 1977) se soit déposé sur autre chose que la surface aplanie et uniformisée par le dépôt des quartzites du Scythien (werfénien).

- Cependant, l'importance du déplacement subi par les éléments de couverture ne pouvant être déterminée, il reste envisageable que certains d'entre eux soient "parautochtones".

E - II.2. Une érosion anté-priabonienne de la zone houillère ?

D₁ superpose la couverture briançonnaise et probablement la nappe piémontaise (Mont Jovet) sur le socle de la zone houillère débarrassée de son éventuelle couverture, et érodée localement jusqu'au houiller. Or cette première phase est probablement Eocène supérieur (cf. 3ème partie B - II.1.5. et E - III).

La même observation avait amené F. ELLENBERGER à envisager une "phase orogénique préliminaire" affectant la zone houillère vers le milieu de l'Eocène (F. ELLENBERGER, 1958, p. 457-458). Cette phase précoce supposée est à rapprocher des manifestations tectoniques anté-priaboniennes enregistrées dans les zones plus externes de la même transversale :

- La "chafne arvinche" (R. BARBIER, 1956, 1963 ; R. BARBIER et J.C. BARFETY, 1972 ; J.C. BARFETY et al., 1972 ; C. BRAVARD, 1983) affecte la zone ultra-dauphinoise et se traduit par des failles, des écaillages (récemment contestés (A. SERRE, 1983)), des plissements et des érosions à l'origine de discordances parfois importantes puisque le flysch Lutétien des aiguilles d'Arves est transgressif sur du Permien, voire des micaschistes (R. BARBIER, 1948) et en contient des olistolites (P. ANTOINE et al., 1978).

- Pour le "flysch" nummulitique de la zone ultra-dauphinoise au Nord de l'Arc, A. SERRE suppose une alimentation venant de l'Est (éléments de cristallins et briançonnais s.l.) (A. SERRE, 1983, p. 64, 92 à 94, et 97).

- Dans la zone des Brèches de Tarentaise, P. ANTOINE envisage une émergence au Lutétien (P. ANTOINE, 1972, p. 38).

- Sur la bordure nord-orientale du massif du Pelvoux, des écaillages importants scellés par la transgression priabonienne ont été récemment redécrits (C. BRAVARD et M. GIDON, 1979 ; M. GIDON, 1979).

- Enfin, plus loin, dans la zone dauphinoise, (Aravis, Bornes), les calcaires lutétiens transgressent une surface plissée et érodée (J. DEBELMAS, 1982).

De nombreuses manifestations tectoniques "anté-priaboniennes", encore mal connues sont donc signalées parfois depuis longtemps, dans les zones externes de la transversale de Savoie. Il est vraisemblable que l'érosion anté-priabonienne de la zone houillère en Vanoise occidentale soit une conséquence de ces mouvements tectoniques. On peut dès lors se demander si le matériel détritique des schistes de Pralognan ne proviendrait pas de l'érosion de la zone houillère, question à laquelle l'étude géochimique de cette formation devrait pouvoir répondre (?).

E - II.3. Relations avec l'histoire métamorphique

* B. GOFFE (1982), envisage une histoire métamorphique prograde commune à l'ensemble de la couverture briançonnaise reposant alors sur la Vanoise méridionale, puis une évolution rétromorphique distincte pour les couvertures reposant sur la Vanoise méridionale et sur la zone houillère, la scission de cette couverture intervenant lors de la phase de rétrodéversement (notre D_3) (cf. 1ère partie).

* Or, l'étude structurale a montré que la nappe briançonnaise reposait déjà sur deux socles différents lors de D_2 , la séparation étant due à D_1 .

En conséquence :

* Ou bien la couverture reposait sur un même socle lors de la montée en métamorphisme et D_1 est alors contemporaine de l'apex du métamorphisme ;

* Ou bien D_1 est antémétamorphe, et la couverture a connu une évolution métamorphique prograde comparable sur la zone houillère et sur la Vanoise méridionale.

Or, D_1 (non schisteuse) a les caractères d'une déformation fragile qu'il m'a semblé pouvoir assimiler au décollement des Préalpes. La deuxième hypothèse me semble donc la plus vraisemblable, mais n'ayant pas étudié les relations entre tectonique et métamorphisme, je ne peux discuter valablement ces deux hypothèses, qui posent un important problème.

| | PREALPES MEdIANES |
|-----|---|
| (5) | Décrochement senestre compressif subméridien:
MIOCENE SUPERIEUR/PLIOCENE |
| | Mise en place des nappes:
OLIGOCENE MOYEN à SUPERIEUR |
| (2) | Décollement antémétamorphique:
EOCENE SUPERIEUR |

Fig. 55 PRINCIPAUX EVENEMENTS TECTONIQUES ALPINS RECONNUS RECEMMENT DANS LES REGIONS VOISINES DE LA VANOISE OCCIDENTALE. ESSAI DE CORRELATIONS .

D'après les données de:

- + Préalpes: Plancherel (1979), Homewood et al. (1980).
- + Zone dauphinoise: Eltchaninoff et al. (1982), Doudoux et al. (1982)
- + Vanoise occidentale: Jaillard - Detraz (1984), Detraz (1984).
- + Ambin: Allenbach (1982)
- + Grand Paradis: Ballèvre (1984), Carpéna - Caby (1983).
- + Zone houillère: Fabre et al. (1982)
- + Briançonnais: Tricart (1980).

| ZONE DAUPHINOISE s1 | VANOISE OCCIDENTALE | AMBIN (Ultra briançonnais) | GRAND PARADIS |
|--|--|---|---|
| (5) Plis N 30 déversés au NW
MIOCENE MOYEN à SUPERIEUR | (5) D4: Plis NE-SW finischisteux,
(et décrochement senestre subméridien ?) | (5) Plis NE-SW, finischisteux | |
| (4) Cisaillement vers le NW
Plis couchés et chevauchements
OLIGOCENE SUPERIEUR | (4) D3: Plis subméridiens déversés
à l'Est, synschisteux. Chevauchements vers l'Est. | (4) Plis méridiens déversés vers
l'Est, linéation N 100/110.
Métamorphisme Schistes verts | (3?) Rétrodéversement vers l'Est
(limite ductile-fragile)
EOCENE SUPERIEUR |
| Mise en place des nappes
internes
OLIGOCENE MOYEN à SUPERIEUR | (3) D2: Plis couchés transverses
déversés au Nord, synschisteux
et synmétamorphes.(H.P.)
EOCENE SUPERIEUR (40 Ma. env.) | (3) Plis d'axe N 40 ou N 140
(transverses ?)
Métamorphisme H.P. | (2?) Cisaillement vers le WNW,
Plis réorientés E-W, linéation N 100/ 110.
Métamorphisme H.P.
EOCENE MOYEN à SUP. (?) |
| | (2) D1: Charriage externe.
Antémétamorphique (?).
POST-LUTETIEN | (2) Charriage des Schistes lustrés sur la zone briançonnaise.
POST-LUTETIEN | (1) Linéation précoce N-S
Synéclogitique. |

| ZONE HOUILLERE (Névachie) | BRIANÇONNAIS ss |
|---|---|
| ? Schistosité tardive pentée vers l'Est. | (5) Rétrodéversement
MIOCENE SUPERIEUR ? |
| (4) Rétrodéversement: Structures méridiennes déversées à l'Est. | (4) Rétrodéversement: structures méridiennes déversées à l'Est
OLIGOCENE MOYEN à SUPERIEUR |
| ? Schistosité ancienne à vergence externe?, Métamorphisme H.P.? | ? Charriage externe
EOCENE SUPERIEUR |

+ Les chiffres entre parenthèses indiquent les corrélations possibles entre régions.
+ Hormis le rétrodéversement, les corrélations sont difficiles entre les transversales savoyarde et dauphinoise.

+ On peut alors proposer pour la Vanoise occidentale, les âges indicatifs suivants:

- D₁: Début de l'Eocène supérieur.
- D₂: Eocène supérieur.
- D₃: Oligocène moyen à supérieur.
- D₄: Miocène supérieur à Pliocène.

E - III. Corrélations

Les corrélations possibles entre notre histoire tectonique et les études récentes menées dans les régions voisines est résumée sur la figure 55.

Les corrélations sont faciles sur la transversale savoyarde, mais elles sont difficiles sur la transversale dauphinoise (géométrie et vergence).

Cela suggère l'existence d'une sorte de discontinuité structurale entre ces deux régions.

IV° PARTIE : SYNTHESE ET CONCLUSION

A - ESSAIS DE RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

A - I. Récapitulation de l'âge et de la nature des contacts

A - II. Essai de reconstitution paléogéographique

A - III. Essai de reconstitution de l'histoire tectonique

B - PRINCIPAUX RESULTATS ET PROLONGEMENTS POSSIBLES

IV° PARTIE : SYNTHÈSE ET CONCLUSION

"Il va sans dire que l'image que nous donnons de la réalité est probablement éloignée en bien des points de la vraie nature des faits ; mais la règle du jeu demande à l'auteur de conclure, et interdit de demeurer indéfiniment dans l'expectative, en l'attente de faits nouveaux". F. ELLENBERGER

A - ESSAIS DE RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

A l'issue des études sédimentaire et structurale, nous sommes en présence de deux résultats principaux.

Nous connaissons le contenu lithostratigraphique des différentes unités, leur différence reflétant des origines paléogéographiques différentes.

Nous avons proposé une succession d'évènements tectoniques, d'après leur manifestations locales.

Il nous reste donc, par l'étude des contacts entre différentes entités structurales et dépliage des structures, à tenter de reconstituer l'histoire tectonique régionale, et donc la disposition initiale des différentes unités.

Pour ce faire, il nous faut tout d'abord définir les types d'unités qui s'individualisent tant par leur contenu lithostratigraphique que par leur position structurale. On distingue à cet effet :

- le paléozoïque de la zone houillère (Z.H.) (zone houillère s.s.) ;
- le paléozoïque de la Vanoise méridionale (Vanoise méridionale s.s.) ;
- les séries exclusivement triasiques (At) ;
- les séries exclusivement post-carniennes briançonnaises (Ab) ;
- les séries exclusivement post-carniennes de type Grande Motte (Ap, Ag) ;
- les séries briançonnaises occidentales complètes (B1-2) ou réduites (B 2-3) ;
- les séries non attribuées (X).

A - 1. Récapitulation de l'âge et de la nature des contacts (fig. 56)

1) Les contacts Ø 1 (fig. 56)

* Sur la zone houillère, D_1 a mis en contact tectonique :

- . At sur Z.H. (contact plissé par P_2) ;
- . B 1-2 sur At (pli couché de nappe P_2 , fig. 42) ;
- . B 2-3 avec ou sur B 1-2 (contacts au moins localement structurés par D_2) ;
- . Ab, Ap et X, recouverts par le P_2 du Roc des Eaux Noires, sont donc probablement arrivés sur la zone houillère lors de D_1 . En conséquence, si les séries Ap sont individualisées lors de D_1 , les séries Ag le sont très probablement aussi.

* Sur la Vanoise méridionale :

- . B 1-3 sont en contact sur le socle lors de D_2 (D_1 ou So ?) ;
- . Les séries Ap sont arrivés sur le socle ou sur les séries B1-3 probablement lors de D_1 .

D_1 est donc responsable du décollement de la nappe briançonnaise, et de l'empilement, selon une certaine logique, de différents groupes d'unités.

Conséquences :

- D_1 étant très probablement à vergence "externe", At, en position structurale inférieure, appartient à la frange externe du briançonnais de Vanoise ; B 1-2 y occupent une position intermédiaire et B_3 en représentent la bordure interne. De plus, la nappe de la Grande Motte est d'origine plus interne que le briançonnais occidental, puisque superposée aux séries B_3-4 (socle de la Réchasse).

- La répartition inégale des séries (Absence des séries At sur la Vanoise méridionale, rareté des séries B_3 sur la zone houillère ...), suggère une zonation paléogéographique non linéaire du domaine et/ou une vergence de charriage oblique sur la zonation paléogéographique.

2) Les contacts Ø 2

D_2 plisse les unités superposées (sans les déplacer relativement les unes par rapport aux autres ?) Les contacts Ø 2 sont donc des contacts entre flancs normaux et inverses de P_2 .

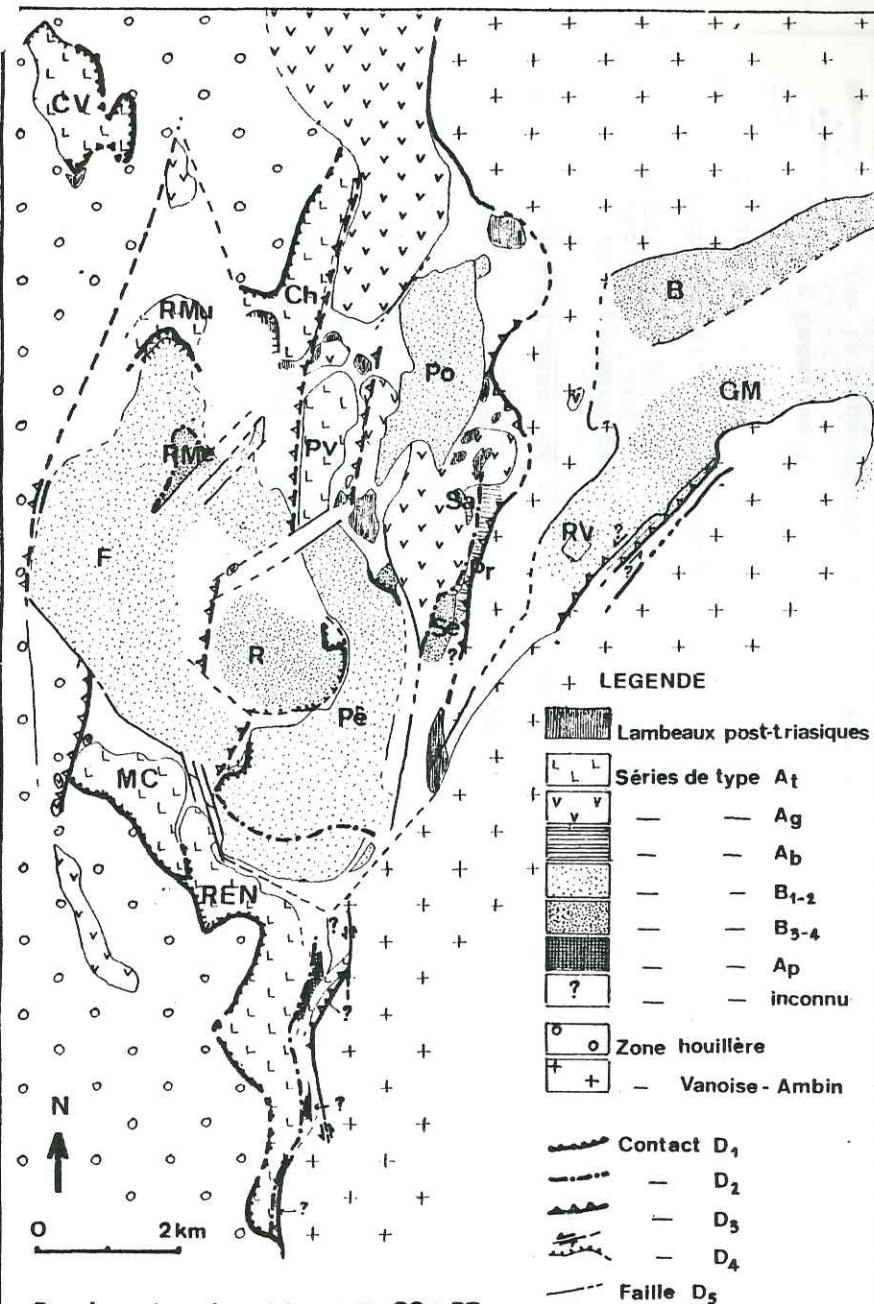
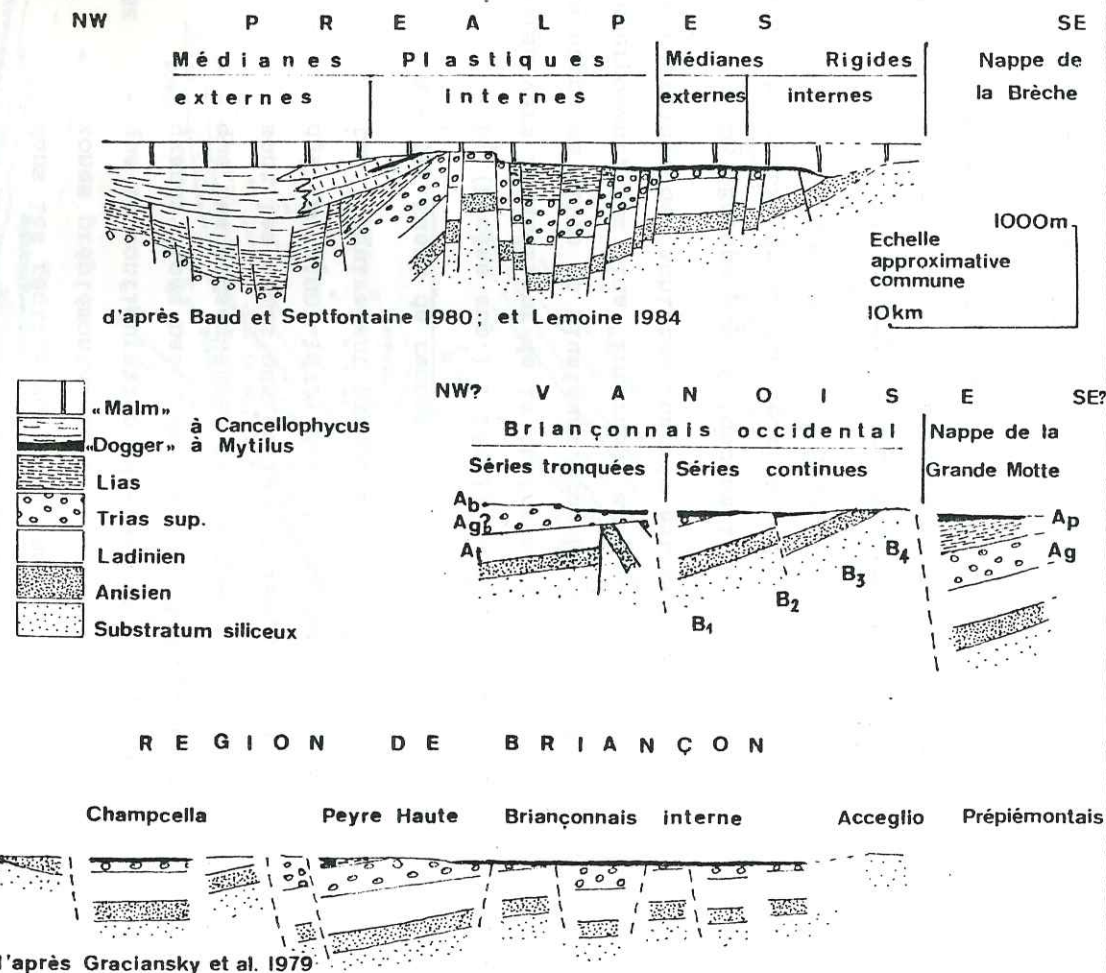


FIG. 56 SCHEMA STRUCTURAL DE VANOISE OCCIDENTALE

FIG. 57 ESSAI DE RECONSTITUTION DE LA PALEOGEOGRAPHIE DE LA VANOISE OCCIDENTALE. COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES.



En Vanoise:

Le Briançonnais occidental semble être l'équivalent latéral des Préalpes médianes rigides, et de la partie interne des Plastiques internes.

Conséquences structurales: conformément au schéma proposé par A. BAUD 1972, les niveaux de décollement (S_1 du C I, et évaporites du C IVb) permettront l'individualisation tectonique des différents types d'unités. (cf fig. 58, 56 & 36)

L'étude du Briançonnais interne reste à faire.

3) Les contacts Ø 3 , F₃

En dehors de l'accident de Chavière et du contact entre couverture et Vanoise méridionale, il n'y a pas de véritables chevauchements (Ø), mais seulement des failles inverses (F) qui recoupent l'édifice plissé de nappes, et masquent fréquemment les contacts Ø 2.

A - II. Essai de reconstitution paléogéographique

En supposant perpendiculaires la vergence du charriage D₁ et la direction des zones paléogéographiques (hypothèse simplificatrice, cf. § I-1. de ce chapitre), on peut proposer un schéma paléogéographique illustré par la figure 57 .

On y remarque :

- que la zone subbriançonnaise est absente (expulsée lors de D₁ ?) ;
- que le fossé liasique de la Grande Motte n'a pas d'équivalent exact dans les régions voisines, mais qu'il peut être rapproché des zones prépiémontaises (ou d'un domaine de type Peyre-Haute ?) ;
- que la configuration générale évoque de très près une structure en grands blocs basculés (cf. M. LEMOINE, 1982, 1984) ;
- que les conséquences tectoniques de la disposition paléogéographique sont les mêmes que celles envisagées pour les Préalpes médianes rigides (A. BAUD, 1972) dont la couverture de Vanoise occidentale constitue l'équivalent probable.

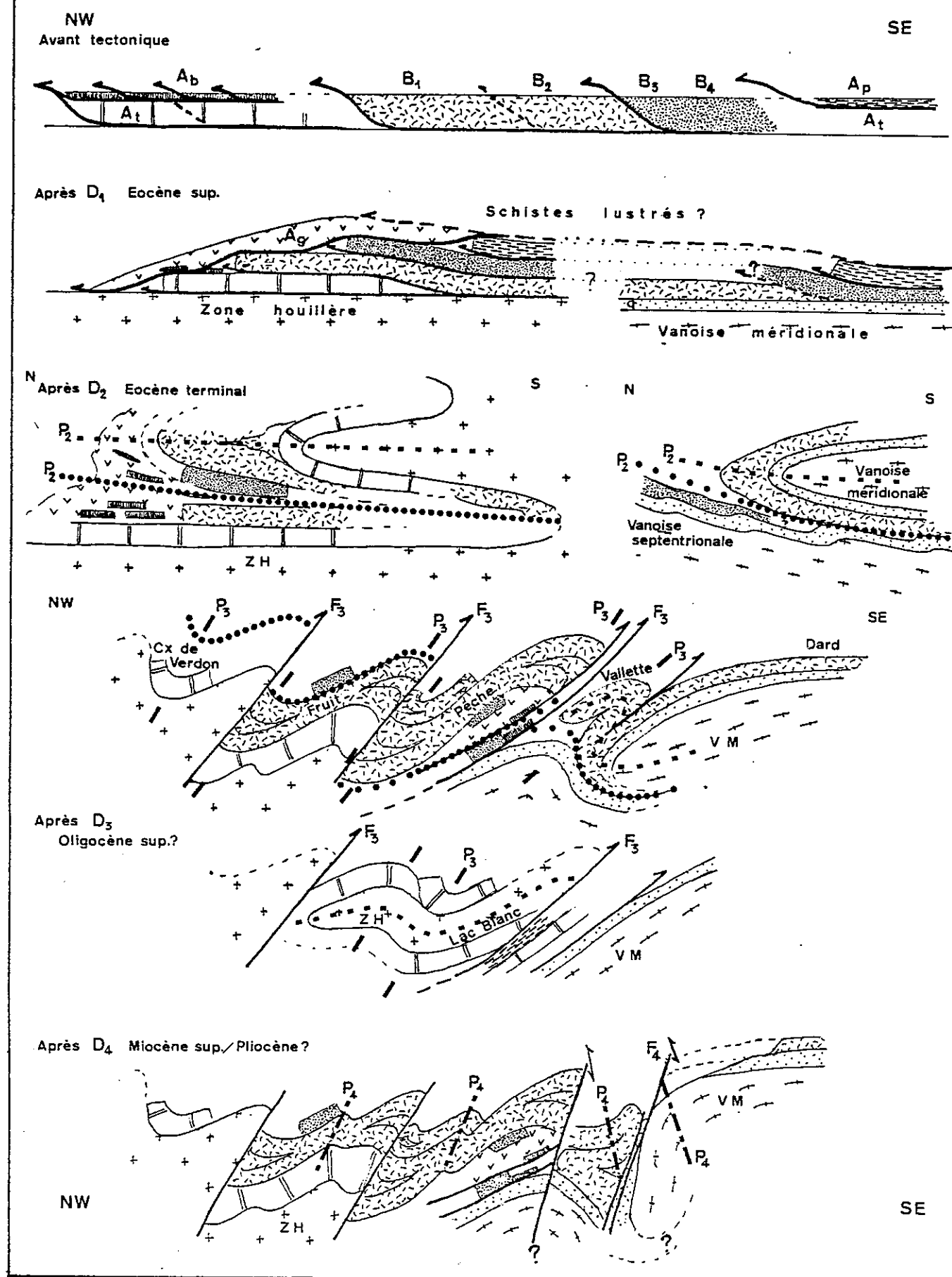
A - III. Essai de reconstitution de l'histoire tectonique (fig. 58)

- D₁ (Eocène sup.) : Décollement et charriage de la nappe briançonnaise vers l'extérieur de la chaîne alpine (NW ?). Au cours de ce charriage, la nappe se clive et plusieurs groupes d'unités s'y individualisent, qui se superposent, les plus "internes" au-dessus, les plus "externes" au-dessous. Le charriage des schistes lustrés est peut-être contemporain de cette phase.

- D₂ (Eocène sup. Oligocène inf. ?) : L'édifice de nappe et les socles sont structurés en un (ou deux) grand pli couché d'axe N 100/110, déversé au Nord, qui superpose un flanc inverse sur un flanc normal.

- D₃ : Plissement général des unités avec le socle. Ces plis, d'axe N 10/20, déversés à l'Est, s'accompagnent d'accidents chevauchants recoupant les charnières (jeu de plusieurs centaines de mètres) affectant socle et couverture, l'un d'eux (l'accident de Chavière) fait chevaucher la zone houillère sur la Vanoise méridionale (et septentrionale ?).

FIG. 58 ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE TECTONIQUE DE LA VANOISE OCCIDENTALE



- D_4 : Plissement mineur d'axe NE-SW à ENE-WSW déversé au SE accompagné ou suivi d'écaillages vers le SSE (rarement vers le NNW) et d'un coulisement sénestre probable le long de l'accident de Chavière ou de surfaces associées.

- D_5 : Failles tardives essentiellement décrochantes.

B - PRINCIPAUX RESULTATS ET PROLONGEMENTS POSSIBLES

Parmi les résultats nouveaux qu'aura apporté cette étude, on notera :

- . La cartographie au 1/10 000e des unités briançonnaises charriées sur la zone houillère ;
- . la découverte de manifestations tectoniques synsédimentaires post-ladiniennes attribuées hypothétiquement au Carnien ;
- . la définition de 4 séquences sédimentaires dans le Jurassique moyen de Vanoise, conduisant à réviser les termes classiques de "Dogger" et de "Malm" ;
- . la découverte d'un grand pli couché, d'axe N 100/110 déversé au nord (P_2) plissant un édifice de nappes briançonnaises préalablement charriées (D_1) sur la zone houillère ;
- . des essais de reconstitution paléogéographique et tectogénétique du secteur étudié.

Mais ce travail a soulevé des problèmes qui restent à résoudre :

- . L'âge exact des brèches supraladiniennes ;
- . la nature et l'âge exact de la limite entre les calcaires massifs à éléments figurés du Callovien et les calcaires massifs homogènes possiblement oxfordiens (?) ;
- . l'étude des structures associées à D_1 (de rares fentes peut-être plissées par D_2 ont été relevées) ;
- . les relations entre phases métamorphiques et tectoniques ;
- . enfin, la recherche d'éléments susceptibles d'infirmier ou confirmer l'hypothèse d'une érosion anté-priabonienne de la zone houillère (géochimie des schistes de Pralognan ? , cartographie détaillée de la zone houillère ? ...).

A N N E X E S

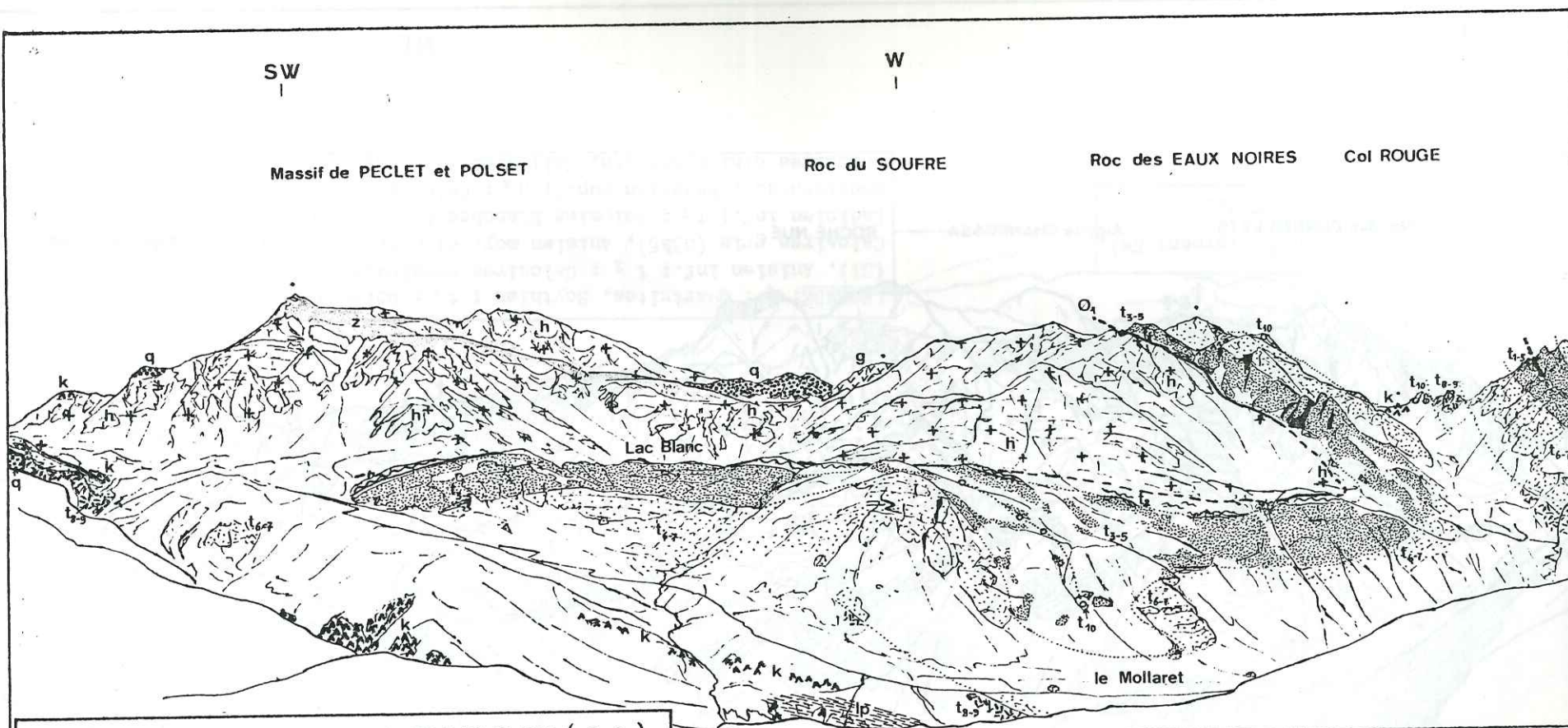













Fig. 59 VUE D'ENSEMBLE DU PLI DU LAC BLANC (P 2).
Depuis les Planettes (rive d. vallée de Chavière).

LEGENDE :  z : Glacier /  l_p : Lias type Gde Motte /  g : Carnien moyen /  t₁₀ : Carnien inférieur? /  t₈₋₉ : Ladinien supérieur /  t₆₋₇ : Ladinien inférieur /  t₅₋₅ : Anisien supérieur /  t₁₋₂ : Anisien inférieur /  q : Scythien /  h : Paléozoïque de la zone houillère /  k : Cargneules.

Comparer avec la fig. . Noter qu'au-dessus du Mollaret, une fente remplie de brèches supra-ladiniennes semble décaler la limite Anisien-Ladinien dans le pli mineur du Mollaret.

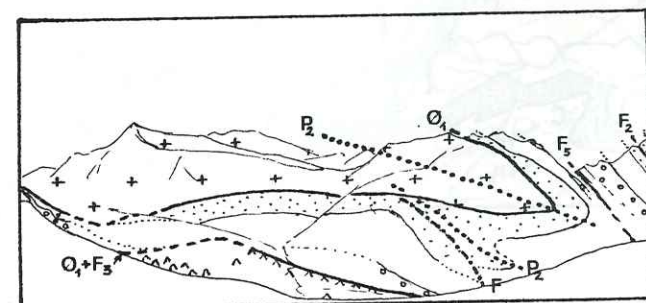
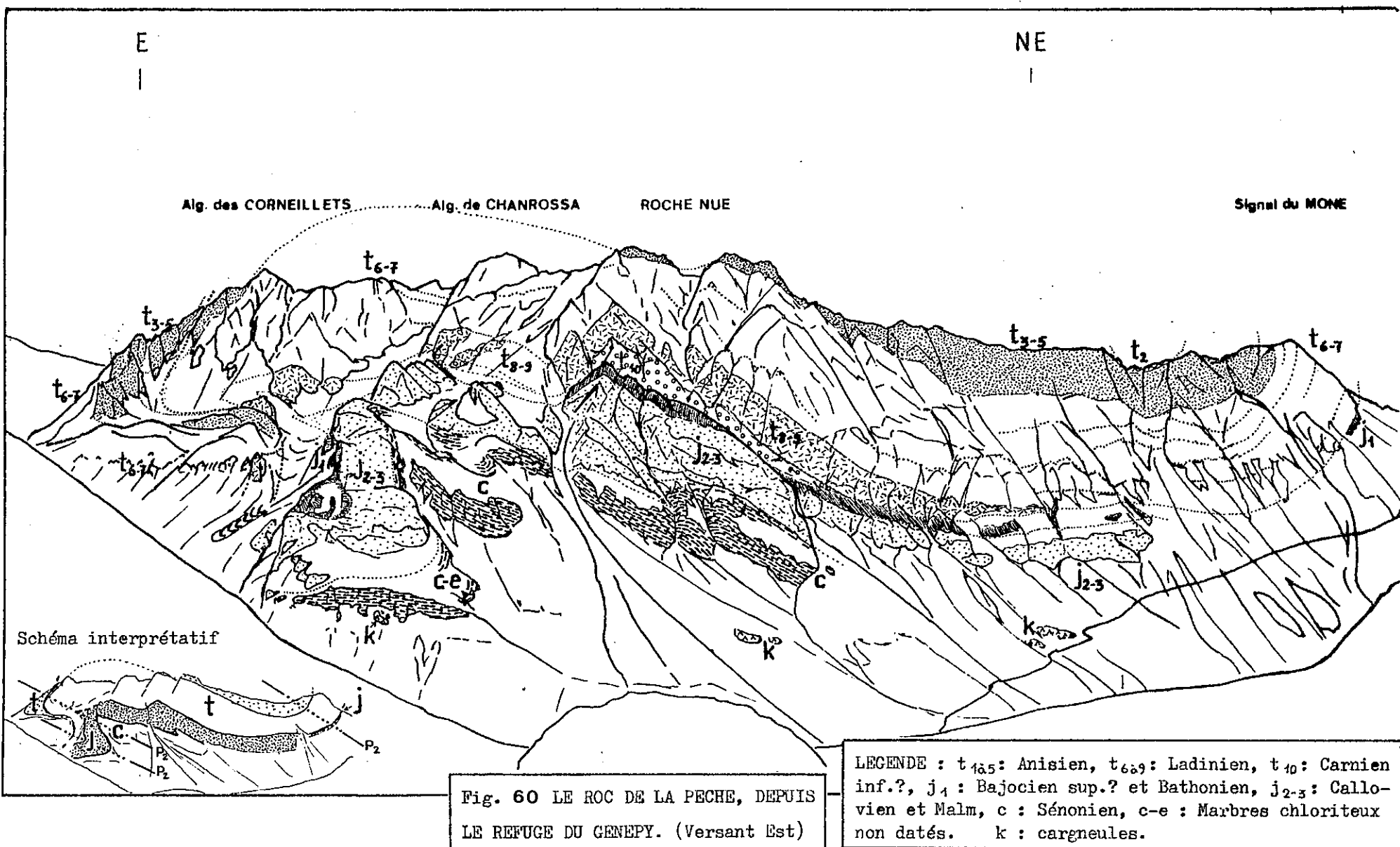


Schéma interprétatif



Aig. du FRUIT

Dents de la PORSETTA

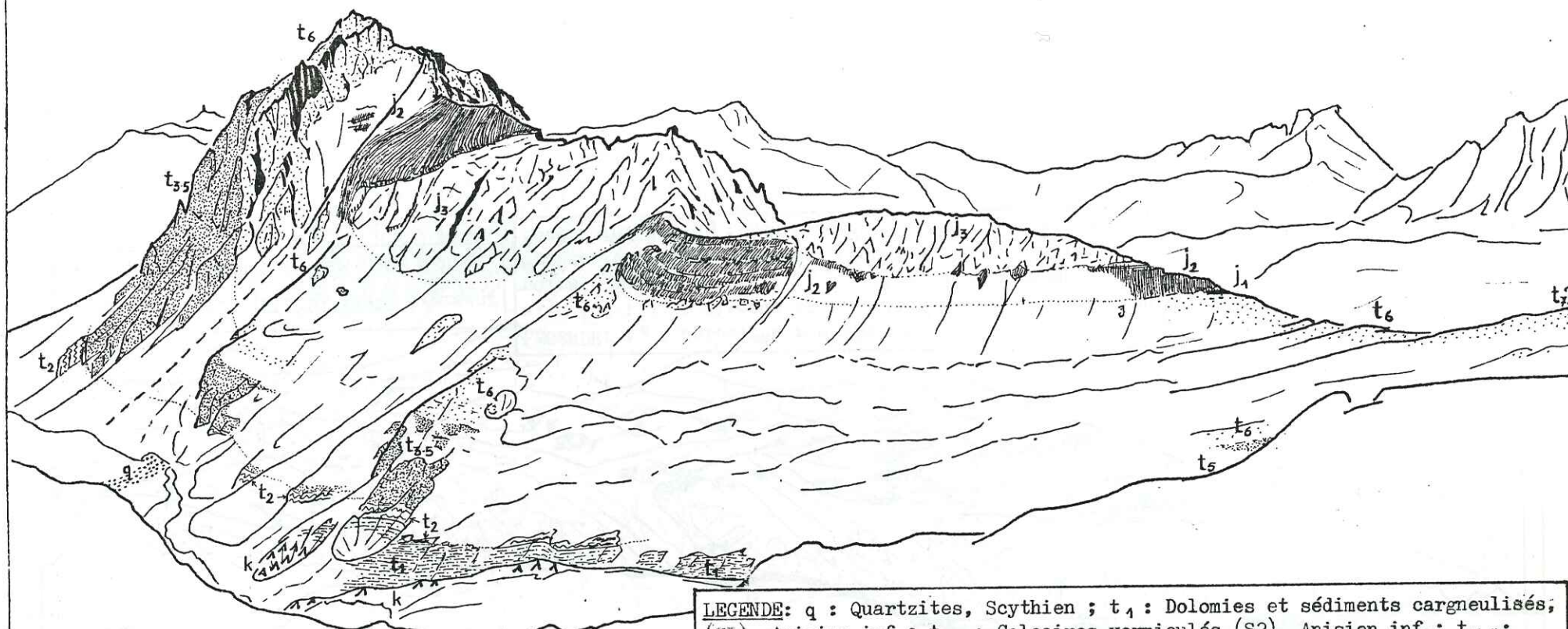
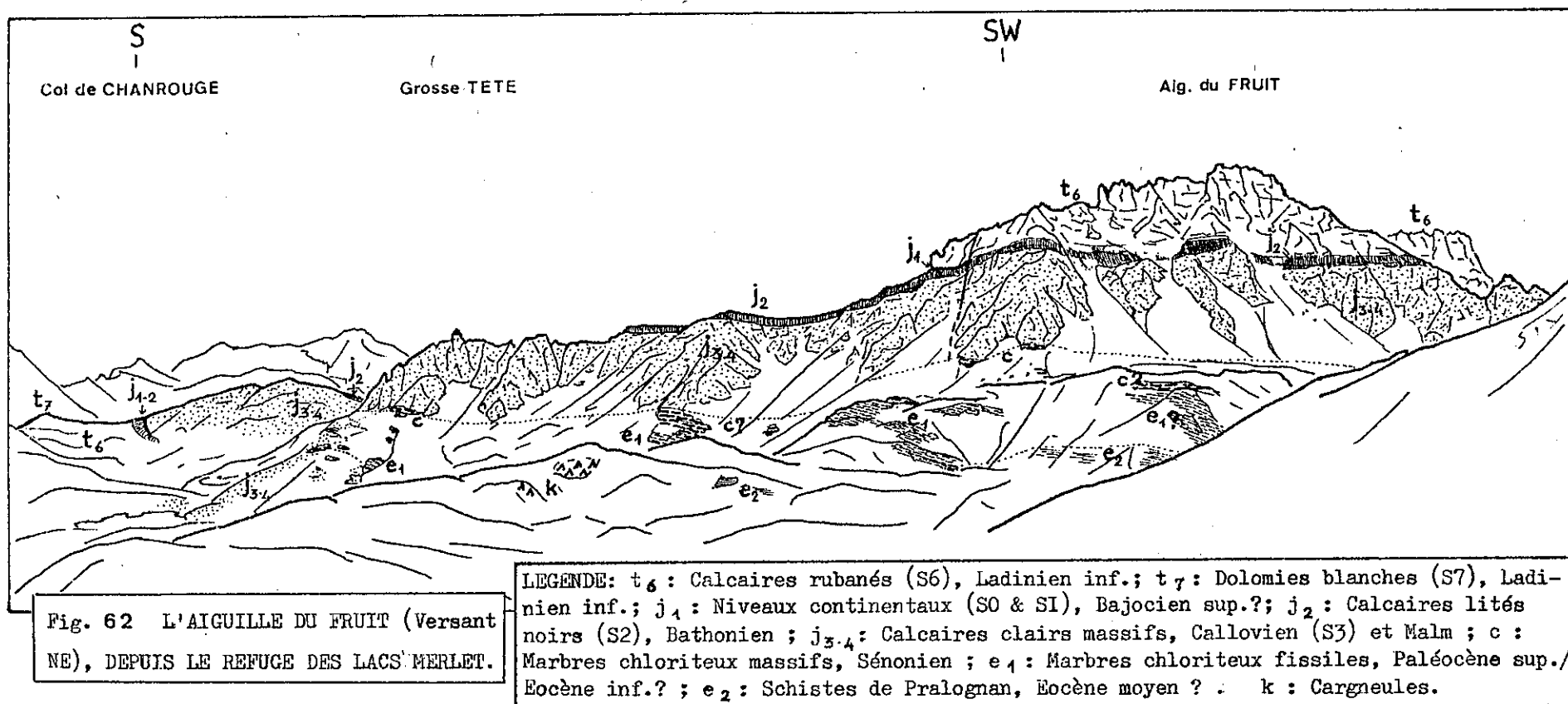


Fig. 61 L'AIGUILLE DU FRUIT (Versant SW),
DEPUIS L'ARETE NORD DU MONT COUA.

LEGENDE: q : Quartzites, Scythien ; t₁ : Dolomies et sédiments cargneulisés, (S1), Anisien inf.; t₂ : Calcaires vermiculés (S2), Anisien inf.; t_{3,5} : Calcaires gris (S3 à 5), Anisien moy. et sup.; t₆ : Calcaires rubanés (S6), Ladinien inf.; t₇ : Dolomies blanches (S7), Ladinien inf.; j₁ : Niveaux continentaux, Bajocien sup. ?; j₂ : Calcaires lités noirs, Bathonien; j_{3,4} : Calcaires clairs massifs, Callovien et Malm.; k : Cargneules.



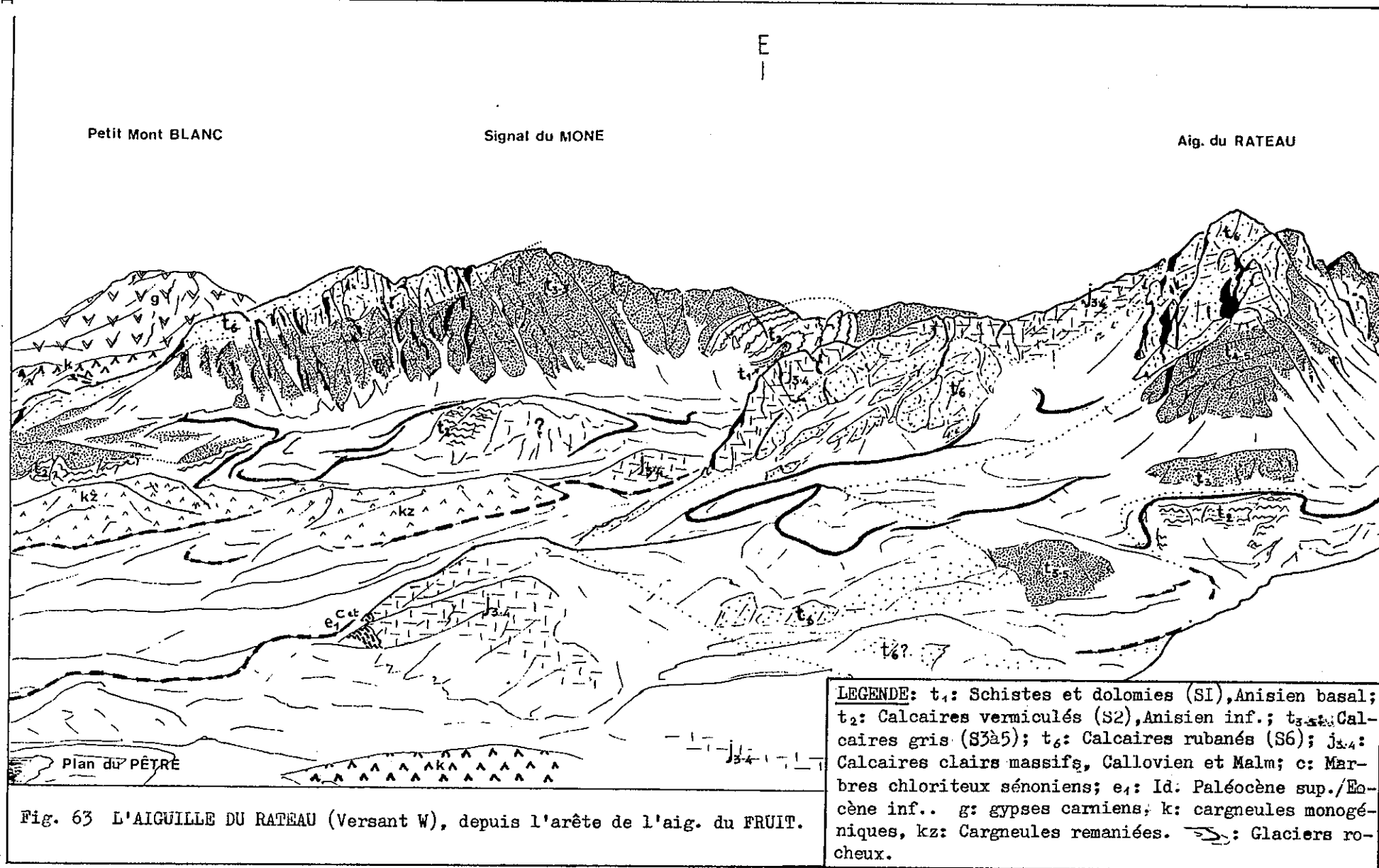
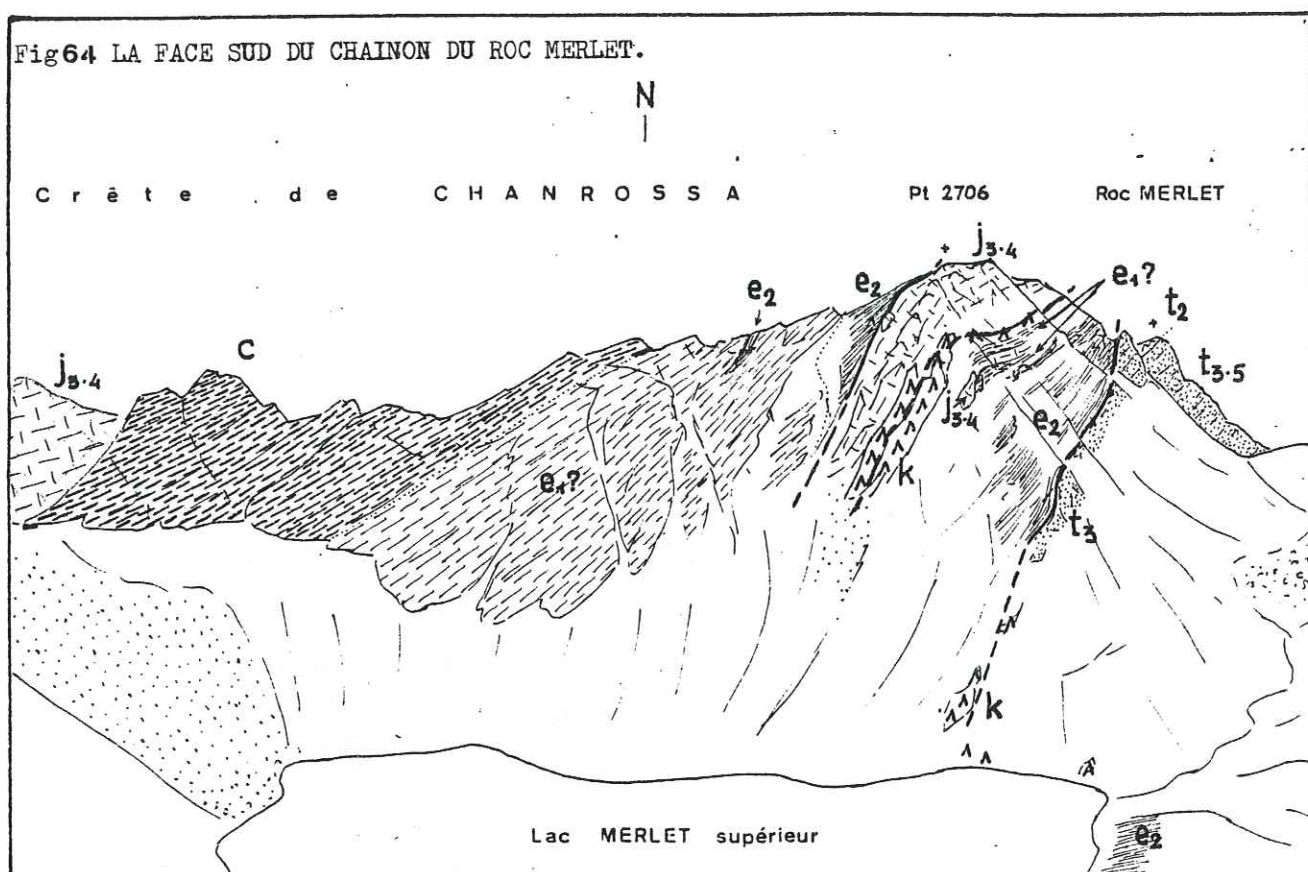
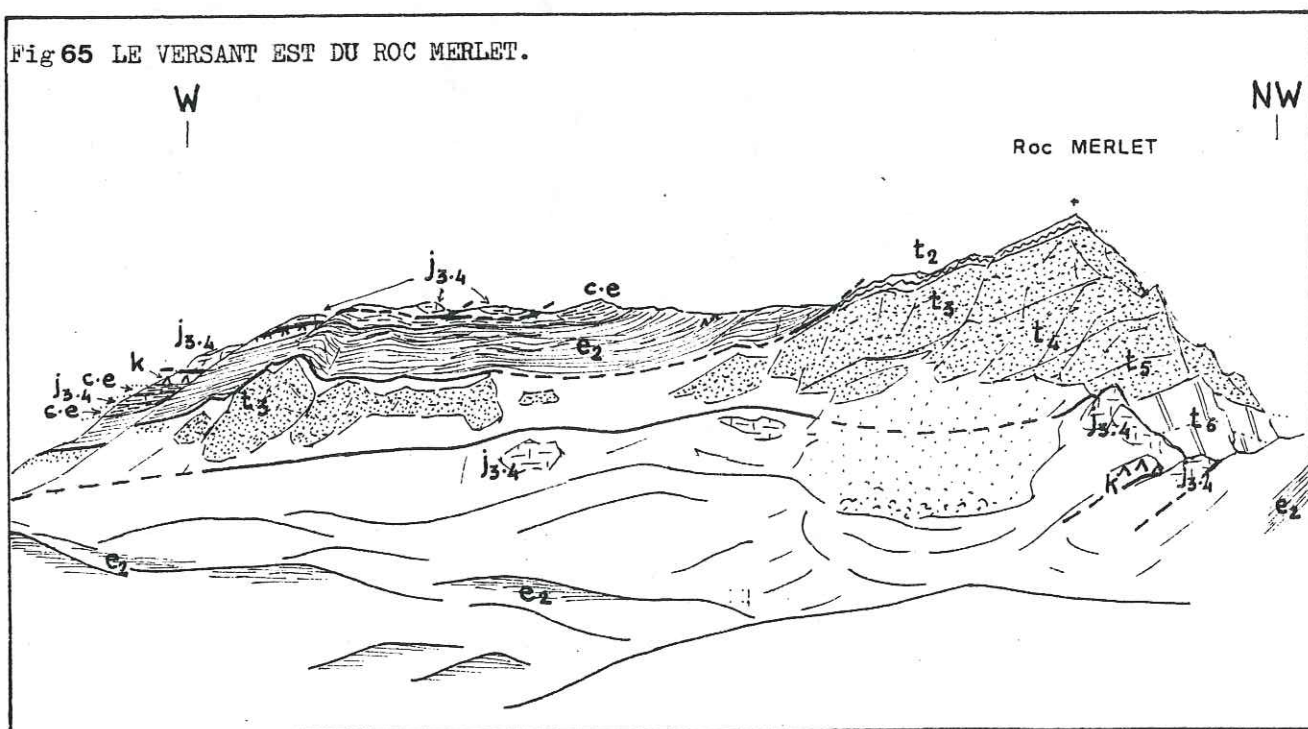


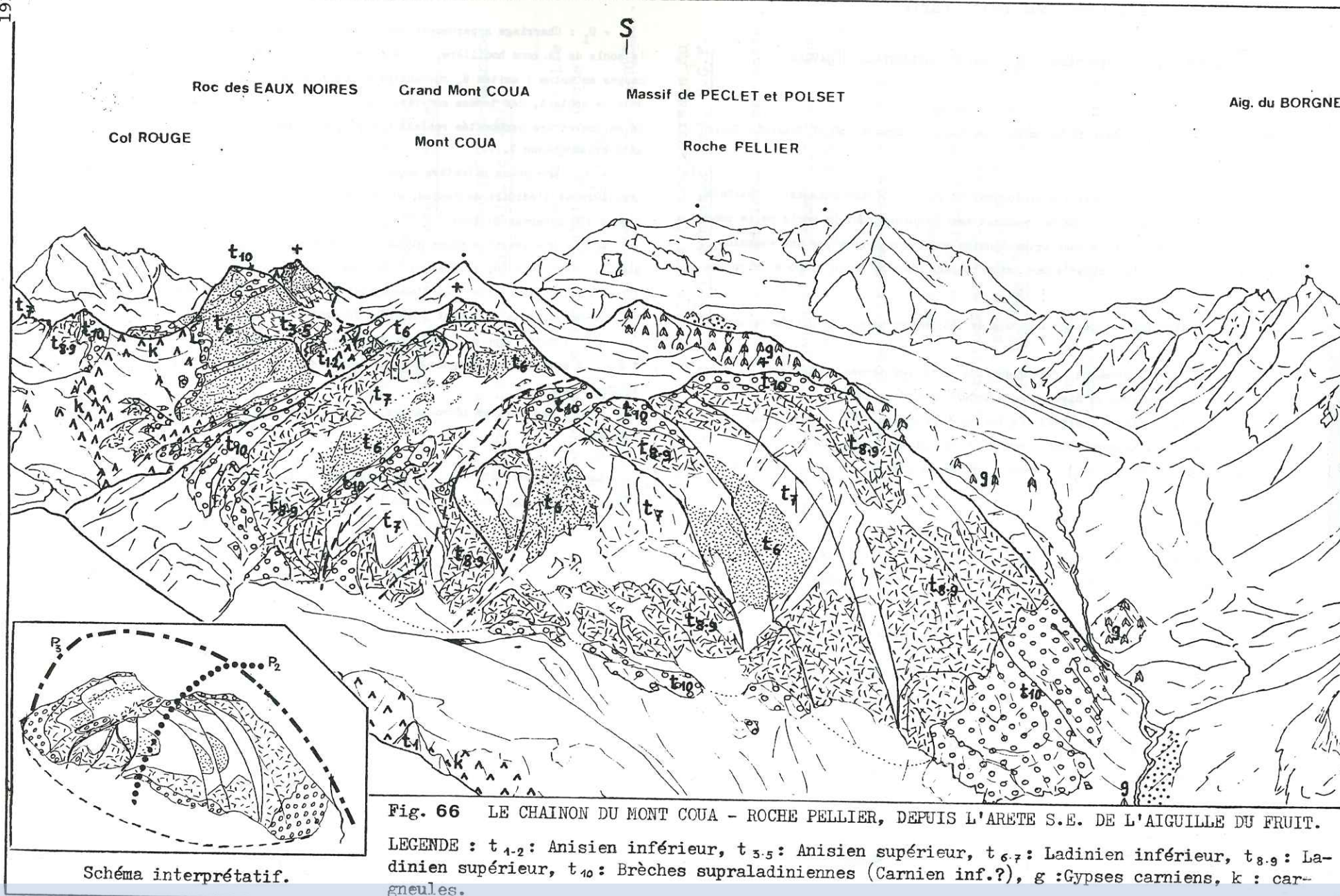
Fig 64 LA FACE SUD DU CHAÎNON DU ROC MERLET.



LEGENDE: t_2 : Calcaires vermiculés (S2). Anisien inf.; $t_{3.5}$: Calcaires gris (S3 à S5), Anisien moy. et sup.; t_6 : Calcaires rubanés (S6), Ladinien inf.; $j_{3.4}$: Calcaires clairs massifs, Callovien et Malm; c : Marbres chloriteux massifs, Sénonien s.l.; e_1 : Marbres chloriteux fissiles, Paléocène sup.(?); e_2 : Schistes de Pralognan, Eocène. k : Cargneules.

Fig 65 LE VERSANT EST DU ROC MERLET.





10° RAST Bordeaux 1984, SGF édit. Paris

TECTONIQUES SUPERPOSEES EN VANOISE OCCIDENTALE (SAVOIE)

E. Jaillard et G. Detraz

Université de Grenoble. Institut Dolomieu. Rue Maurice Gignoux. 38031 GRENOBLE Cedex

Située à l'W de l'axe Modane - Pralognan, la Vanoise occidentale est constituée d'unités de couverture briançonnaise reposant tectoniquement sur le socle de la zone houillère (1). On sait que la zone briançonnaise est caractérisée par une émergence d'âge liasique, suivie au dogger d'une transgression plus ou moins précoce selon les séries.

L'analyse stratigraphique (2) a permis de distinguer parmi les unités briançonnaises:

- + Des séries exclusivement triasiques (A_1), dont les termes postérieurs (A_2) ont probablement été décollées au niveau des évaporites carniennes.
- + Des séries continues montrant une faible érosion liasique et comprenant les termes précoces de la transgression jurassique (Bathonien) (séries B_1).
- + Des séries continues (B_2) fortement érodées au Lias et où le bathonien est absent.
- + Des écaillles d'origine plus interne (séries C).

L'analyse tectonique (2 et 3), basée sur l'analyse de la carte et des affleurements, a permis de reconstituer la succession d'événements suivante:

+ D_1 : Charriage apparemment non schisteux de la couverture briançonnaise sur le socle de la zone houillère, et superposition à l'intérieur de la couverture de 3 nappes au moins : unités B_2 sur unités B_1 sur unités A_1 sur zone houillère. L'absence sous le contact, des termes supérieurs de la série siliceuse de la zone houillère et de sa couverture carbonatée restent à expliquer (dénudation tectonique?, érosion anté-priabonienne ?,...)

+ D_2 : une phase plicative majeure synschisteuse affecte le socle de la zone houillère et l'édifice de nappes, et se traduit par des grands plis couchés d'axes N 90/N 120 déversés au Nord.

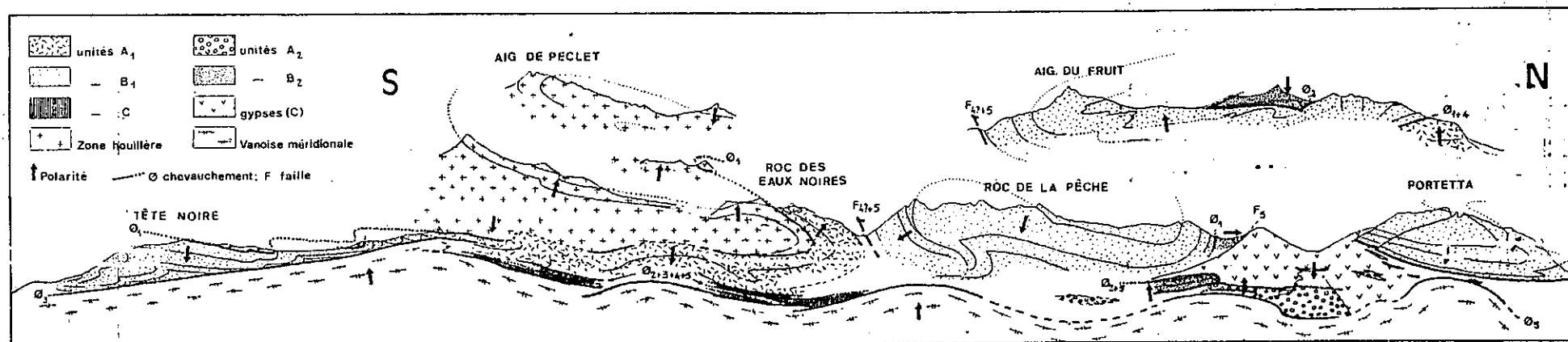
+ D_3 : Une deuxième phase plicative synschisteuse replisse l'ensemble en grands plis d'axes N 10/N 20, déversés à l'Est. Elle est attribuée au classique "rétrodéversement des structures", et s'accompagne du jeu inverse de grandes failles sub-méridiennes pentées à l'Ouest (dont l'accident de Chavières).

+ D_4 : Moins bien marquée, une troisième phase synschisteuse de direction N E - S W semble s'accompagner d'un jeu coulissant senestre le long de l'accident de Chavières.

+ D_5 : Des failles décrochantes puis normales recoupent les structures antérieures.

Le rôle important joué par les plis couchés transverses envisagé par J.F. Raoult (4), est ainsi confirmé et illustré (figure). La structure de la Vanoise semble dès lors devoir être envisagée comme un édifice de nappes polyplissées.

(1): F. ELLENBERGER Mem. carte géol. France 1958. (2): E. JAILLIARD Thèse 3° cycle Grenoble 1984. (3): G. DETRAZ Thèse 3° cycle Grenoble 1984. (4): J.F. RAOULT Rev. géol. dyn. géog. phys. 1980, 22, p. 303-312.



BIBLIOGRAPHIE

- ACCARIE H. (1983). - Etude géologique du secteur du Roc de la Vallette en Vanoise méridionale (zone briançonnaise - Alpes françaises). D.E.A. Lille, 1983, 48 p.
- AISSAOUI D.M. et PURSER B.H. (1983). - Nature and origins of internal sediments in Jurassic limestones of Burgundy (France) and Fnoud (Algeria). Sedimentology (1983), 30, p. 273-283.
- ALLENBACH B. (1982). - Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 1982, 144 p.
- ANTOINE P. (1972). - Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière franco-italienne. Géol. Alp. t. 48/1, p. 5-40.
- ANTOINE P., BARBIER R., BRAVARD C., GIDON M. (1978). - Les rapports entre le flysch des aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). C.R.Ac.Sc., t. 286 (D), p. 1751-1753.
- BADOUX H. (1962). - Géologie des Préalpes valaisannes (rive gauche du Rhône). Mater. Carte Géol. Suisse (n.s.), n° 113.
- BALLEVRE M. (1984). - Déformations et déplacements sur la transversale du Grand Paradis (Alpes occidentales). 10è RAST, Bordeaux 1984, S.G.F. Edit. Paris.
- BARBIER R. (1948). - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém. carte géol. Fr. (1948).
- BARBIER R. (1956). - L'importance de la tectonique "anténommulitique" dans la zone ultradauphinoise au N. du Pelvoux : la chaîne arvinche. Bull. S.G.F. 1956, (6), t. 6, p. 355-370.
- BARBIER R. (1963). - La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux. Géol. Alpine, t. 49, p. 239-246.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS J., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M., LEMOINE M. (1963). - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. In Livre en mém. prof. FALLOT P., t. II. Mém. h. ser. S.G.F. (1960-1963), p. 331 à 337.
- BARBIER R. et BARFETY J.C. (1972). - Les structures E-W de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification. Géol. Alpine, t. 48, p. 151-158.
- BARFETY J.C., DEBELMAS J., GIDON M. (1972). - Contribution à l'étude du Carnien briançonnais : la coupe remarquable de Cugulet, près de Guillestre. Géol. Alpine, t. 48, p. 159-163.
- BARFETY J.C., BARBIER R., BORDET P., MELOUX J., MOUTERDE R. et VATIN-PERIGNON N. (1977). Carte géologique de la France à 1/50 000e. St Jean de Maurienne. B.R.G.M.

- BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M., MOUTERDE R. (1979). - Tectonique syn-sédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du Col d'Ornon. C.R.Ac. Sc. (D), t. 289, p. 1207-1210.
- BARON P. (1981). - Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du massif du Pelvoux : stratigraphie et tectonique sédimentaire. Thèse 3è cycle, Grenoble. 1981.
- BAUD A. (1972). - Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. Eclog. Géol. Helv. vol. 65/1, p.43-55.
- BAUD A. (1976). - Les terriers des crustacés décapodes et l'origine de certains faciès du Trias carbonaté. Eclog. Géol. Helv., vol. 69/2, p.415-424.
- BAUD A. et MEGARD-GALLI J. (1975). - Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IXe Cong. Sédim. Nice (1975). Thème 5, p. 45-52.
- BAUD A. et MASSON H. (1975). - Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais : failles conjuguées et paléokarsts à St Tryphon. Eclog. Géol. Helv., vol. 68/1, p. 131-145.
- (*) BAUD A., MASSON H., SEPTFONTAINE M. (1979). - Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. Symp. "la sédim. jurassique W. europ.", Paris, 1977. A.S.F. sp. publ. n°1 (1979), p. 441-452.
- BAUD A. et SEPTFONTAINE M. (1980). - Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. Eclog. Géol. Helv., vol. 73/2, p. 651-660.
- BOCQUET-DESMONS J. (1974). - Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. C.R.Ac. Sc. (D), t. 278, p. 2601-2604.
- BOCQUET-DESMONS J. (1977). - Mineralogical and petrological investigations of Alpine metamorphism in the internal French Western Alps. Am. J. Sc., 277, p. 1045-1066.
- BOCQUET-DESMONS J., HUNZIKER J., DELALOYE M. (1982). - Unconvincing evidence against the blocking temperature concept. Comments on : "⁴⁰Ar - ³⁹Ar dating of High Pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (W. Alps) : Evidence against the blocking temperature concept" by C. CHOPIN and H. MALUSKI. Contrib. Mineral. Petrol. (1982), 80, p. 386-390.
- BOURBON M. (1977). Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord Téthysienne : le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais externes près de Briançon. Bull. S.G.F. (7), t. XIX, n° 4, p. 729-733.
- BOURBON M. (1980). - Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse Strasbourg 1980, 580 p., 2 vol.
- BOURBON M. (1982). - La génèse des calcaires noduleux en briançonnais (Hautes Alpes) : une conséquence de l'instabilité tectonique de ce domaine au Malm inférieur. Livre jub. G. LUCAS ; Mém. Géol. Univ. Dijon, n°7, p. 129-138.
- (*) BAUD A. et MASSON H. (1976). - Déformation ductile et bréchification le long du plan de chevauchement de l'écaille de la Gummfluh (Préalpes médianes rigides, Suisse). Résumé. Eclog. Géol. Helv., vol.69/2,

- BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., MEGARD-GALLI J., LEMOINE M. (1973). - L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais du mésozoïque : carbonates de plate-forme subsidente, révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime pélagique profond. C.R.Ac.Sc. (D), t. 277, p. 769-772.
- BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D. (1975). - Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées dans le mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes françaises). IXe Cong. sédim. Nice, 1975. Excu. 5, Livret-guide.
- BOURBON M., CARON J.M., DE GRACIANSKY P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D. (1976). - Mesozoic evolution of the W. Alps : Birth and developments of part of the spreading oceanic Tethys and of its european continental margin. Symp. : "Structural history of the mediterranean basins". Split 1976. B. BIJU-DUVAL et L. MONTADERT Ed. Technip., Paris 1977.
- BRAVARD C. (1983). - Précisions sur l'âge et les caractères de la tectonique du soubassement du flysch des aiguilles d'Arves. C.R.Ac.Sc., t. 297 (II), p. 285-288.
- BROUDOUX B. (1982). - Le secteur du Mont Bochor en Vanoise (zone briançonnaise, Alpes occidentales). D.E.A. Lille, 48 p. 1982.
- BRAVARD C. et GIDON M. (1979). - La structure du revers oriental du Pelvoux : Observations et interprétations nouvelles. Géol. Alpine, t. 55, p. 23-33.
- CARON J.M., GAY M. (1977). - La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais ? Eclog. Géol. Helv., vol. 70/3, p. 643-665.
- CARPENA J., CABY R. (1983). - Mise en évidence par la méthode des traces de fission de l'âge Eocène des zones ultramylonitiques dans le socle du Grand Paradis (Alpes occidentales). C.R.Ac.Sc. t. 297 (II), p. 289-292.
- COLLETTA B., ANGELIER J. (1982). - Sur les systèmes de blocs faillés basculés associés aux fortes extensions : études préliminaires d'exemples Ouest-américains (Néveda, U.S.A. et Basse Californie, Mexique). C.R.Ac.Sc., t. 294 (II), p. 467-469.
- CROWELL J.C. (1974). - Origin of late cenozoic basins in southern California. In : Tectonics and Sedimentation. Spec. Pub. Soc. Econ. Pal. Miner. Tulsa, 22, p. 190-204.
- DAMBRINE P. et LANGANEY C. (1979). - Etude géologique et géologique du massif de Vanoise méridionale (Savoie). Thèse 3^e cycle, Orsay, 231 p.
- DATCHARRY B. (1982). - Le massif de la Portetta (Vanoise occidentale, Alpes françaises). D.E.A. Lille, 1982, 43 p.
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980 a). - Les Alpes franco-italiennes. Géol. Alpine, t. 56, p. 21-58.
- DEBELMAS J. (1980 b). - Carte géologique de la France à 1/250 000e. Annecy, B.R.G.M.
- DEBELMAS J. (1982). - Alpes de Savoie. Guides géologiques régionaux. Masson, 1982.
- DEBELMAS J., GIDON M., KERCKHOVE C. (1980). - Idées actuelles sur les carnegneules alpines. "Livre jub. J. FLANDRIN". Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, h. série 4, p. 195-201.

DETRAZ G. (1984). -

Thèse 3è cycle, Grenoble 1984.

- DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B., TARDY M. (1982). - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. C.R.Ac.Sc. Paris, t. 295 (II), p. 63-68.
- DUMONT T. (1983). - Le chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon : Evolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales. Thèse 3è cycle, Grenoble, 250 p.1983.
- DUNHAM J.B. et OLSON E.R. (1980). - Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Bausson Creek formation (Ordovician-Silurian) of Central Nevada. S.E.P.M. Spec. Publ. n° 28, p. 139-161.
- DURNEY D.W. (1972). - Solution-transfert, an important geological deformation mechanism. Nature vol. 235/2, p. 315-317.
- ELLENBERGER F. (1950). - Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise. Bull. Carte géol. France n° 226, t. XLVII (1949), p.85-118.
- ELLENBERGER F. (1953). - La coupe du Roc du Bourget (Maurienne) et l'âge du Dogger à Mytilus dans la Vanoise. C.R. Som. S.G.F. 1953, p. 87-89.
- ELLENBERGER F. (1958). - Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie). Mém. Serv. Carte géol. Fr. (1958).
- ELLENBERGER F. (1963). - Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Colloque Trias, Montpellier, 1961. Mém. B.R.G.M. n° 15, 1963.
- ELLENBERGER F., SALIOT P. (1967). - Tectonique "pennique" à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. C.R.Ac.Sc. (D), t. 264, p. 1569-1572.
- ELLENBERGER F., RAOULT J.F. (1979). - Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognan (massif de la Vanoise, Savoie). Trav. Sc. Parc Nation. Vanoise, X, p. 37-69.
- ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P., TARDY M. (1982). - Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledonne (Savoie - Alpes occidentales). Implications régionales. Bull. S.G.F. (7), t. 24, n°4, p. 817-830.
- ERHART H. (1973). - Itinéraires géochimiques et cycle géologique du Silicium. Doin, Paris, 1973.
- FABRE R., GIDON M., TRICART P. (1982). - La structure du Paléozoïque de la zone briançonnaise axiale au Nord de Névache. Géol. Alpine, t. 58, p. 31-51.
- FAUCK R. (1970). - Evolution des quartz dans les sols rouges ferrallitiques développés sur les roches sableuses et gréseuses de l'Afrique orientale. C.R.Ac.Sc. (D), t. 271, p. 2273-2276.
- FREYTET P. (1969). - Essai de classification des paléosols du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur du Languedoc, et implications climatiques. C.R.Ac.Sc. (D), t. 269, p. 2316-2318.

- FREYTET P. (1971). - Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes associés aux dépôts fluviatiles dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal du Languedoc. Rev. Géog. Phys. Géol. dyn., vol. 13/3, p. 245-268.
- FREYTET P. et PLAZIAT J.C. (1978). - Les redistributions carbonatées pédogénétiques (nodules, croûtes, "calcrêtes") : les deux types principaux d'environnements favorables à leur développement. C.R.Ac.Sc. (D), t. 286, p. 1775-1778.
- FURRER V. (1979 a). - Stratigraphie des Doggers des Östlichen Préalpes Médianes. Eclog. Géol. Helv., vol. 72/3, p. 623-673.
- FURRER V. (1979 b). - Faciès de bassin et de plate-forme (domaine subbriançonnais - briançonnais) au Dogger dans les Préalpes médianes orientales (Suisse). Symp. "Sédimentation jurassique W. européenne". Paris, 1977, A.S.F. Publ. Spec. n° 1 (1979), p. 145-154.
- GIDON M. (1979). - Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). C.R.Ac.Sc. (D), t. 288, p. 803-806.
- GOFFE B. (1975). - Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3è cycle, Orsay, 1975.
- GOFFE B. (1982). - Définition du faciès à Fe-Mg-Carpholite-Chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de H.P. - B.T. dans les métasédiments alumineux. Thèse Etat 1982. Mém. Sc.Terre Univ. P.M. Curie, Paris, n° 82.04., 2 vol.
- GOFFE B., GOFFE-URBANO G., SALIOT P. (1973). - Sur la présence d'une variété magnésienne de ferrocapholite en Vanoise (Alpes françaises). Sa signification probable dans le métamorphisme alpin. C.R.Ac.Sc. (D), t. 277, p. 1965-1968.
- DE GRACIANSKY P.C. et MERCIER D. (1976). - Séquences sédimentaires dans le "Dogger" briançonnais, et ouverture téthysienne. C.R.Ac.Sc. (D), t. 283, p. 475-478.
- DE GRACIANSKY P.C., BOURBON M., CHARPAL O., CHENET P.Y., LEMOINE M. (1979). - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. Bull. S.G.F. (7), t. XXI, n°5, p. 663-674.
- DE GRACIANSKY P.C., BOURBON M., LEMOINE M., SIGAL J. (1981). - The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the western Thetys and central Atlantic oceans and their continental margins. Eclog. Geol. Helv., vol. 74/2, p. 353-367.
- GRAY D.R. (1977). - Morphologic classification of crenulation cleavage. Journ. Geology, 31, p. 119-140.
- HANSHAW B.B., BACK W., DEIKE R.G. (1971). - A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. Econ. Geol., vol. 66/5, p. 710-724.
- HOMEWOOD P., GOSSO G., ESCHER A., MILNES A. (1980). - Cretaceous and tertiary evolution along the Besançon-Biella traverse (western Alps). Eclog. Geol. Helv., vol. 73/2, p. 635-649.
- JAILLARD E. (1981). - Sédimentation et tectonique mésozoïques dans la zone briançonnaise. D.E.A. Grenoble, 1981, 26 p., inédit.
- JAILLARD E., DETRAZ G. (1984). - Tectoniques superposées en Vanoise occidentale (Savoie). 10è RAST, Bordeaux 1984, S.G.F. Edit. Paris.

- KERCKHOVE C. (1980). - Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. In : Evolutions géologiques de la France. Mém. B.R.G.M. n° 107, p. 234-255.
- KORNPORST J. et al. (1980). - Le métamorphisme en France. In : A. AUTRAN et J. DERCOURT coord. Evolutions géologiques de la France. Mém. B.R.G.M. n° 107, p. 161-189.
- LANGLET P. (1983). - Etude géologique du secteur du Col de la Vanoise en Vanoise méridionale (zone briançonnaise, Alpes françaises). D.E.A. Lille, 1983, 53 p.
- LEMOINE M. (1975). - Mesozoic sedimentation and tectonic evolution of the Briançonnais zone in the western-Alps. Possible evidence for an Atlantic-type margin between the european craton and the Tethys. IXe Cong. Sedim. Nice, 1975, Thème 4, p. 211-219.
- LEMOINE M. (1982). - Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes occidentales : naissance et évolution d'une marge continentale passive. Livre jub. G. LUCAS, Mém. Géol. Univ. Dijon, n°7, p. 347-361.
- LEMOINE M. (1984). - La marge continentale européenne de l'océan téthysien dans les Alpes occidentales. In : "Marges continentales actuelles et fossiles autour de la France". Masson Ed. à paraître.
- LOMBARD A. et SEPTFONTAINE M. (1976). - Le Jurassique des Préalpes médianes dans le SW du Chablais. Cadre tectonique et lithostratigraphie. Eclog. Géol. Helv., vol. 69/2, p. 425-460.
- LOWELL J.D. (1972). - Spitsbergen tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 83, p. 3091-3102.
- MASSON H. (1972). - Sur l'origine de la cornue par fracturation hydraulique. Eclog. Geol. Helv., vol. 65/1, p. 27-41.
- MAURY P. et RICOU L.E. (1983). - Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. Rev. géol. dyn. géog. phys., vol. 24/1, p. 3-22.
- MEGARD-GALLI J. (1972). - Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil : conséquences tectoniques et paléogéographiques. Géol. Alpine, t. 48/1, p. 131-142.
- MEGARD-GALLI J. et CARON J.M. (1972). - Découverte du Carnien fossilifère associé à du gypse en pays piémontais (massif du Gran Roc, Alpes cottiennes septentrionales, Italie). C.R.Ac.Sc. (D), t. 275, p. 1959-1962.
- MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977). - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. B.R.G.M., section IV n° 3, p. 233-250.
- MEGARD-GALLI J., MASSON H. et BAUD A. (1984). - Paléokarsts jurassiques en Briançonnais (Alpes françaises), (manuscrit en préparation).
- MERCIER D. (1977). - Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (Région de Briançon, Hautes Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique. Thèse 3è cycle, Paris VI, 351 p. 1977.
- MORET L., ELLENBERGER F., GIDON P. (1967). - Géologie du Parc national de la Vanoise. In : "Le Parc National de la Vanoise". Imprimeries réunies de Chambéry, 1967.

- ODONNE F. (1981). - Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle-couverture. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 1981, 146 p.
- PLANCHEREL R. (1976). - Essai d'interprétation de la dislocation transversale Bellegarde-Lac Noir (Préalpes médianes fribourgeoises). Eclog. Géol. Helv., vol. 69/2, p. 461-469.
- PLANCHEREL R. (1979). - Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. Eclog. Géol. Helv., vol. 72/1, p. 145-214.
- PLATT J.P. et LISTER G.S. (1978). - Déformation, métamorphisme et mécanismes d'écoulement dans le massif de la Vanoise, Alpes penniques françaises. C.R.Ac.Sc. (D), t. 287, p. 895-898.
- PLAZIAT J.C. et FREYTET P. (1978). - Le pseudomicrokarst pédologique : un aspect particulier des paléo-pédogénèses développées sur les dépôts calcaires lacustres dans le tertiaire du Languedoc. C.R.Ac.Sc. (D), t. 286, p. 1661-1664.
- PURSER B.H. (1980). - Sédimentation et diagénèse des carbonates néritiques récents. I.F.P. Technip. Ed., 1980, 366 p.
- RAMSAY J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. Mc.GRAW-HILL Ed. London, 568 p.
- RAMSAY J.G. (1980). - Pressure solution and tectonic deformation in limestone. In : Coll. Bordeaux, 1980.
- RAOULT J.F. (1980 a). - Caractère transgressif du Trias de Bellecôte en Vanoise, implications tectoniques (Alpes françaises). C.R.Ac.Sc. (D), t. 291, p. 47-50.
- RAOULT J.F. (1980 b). - Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). Rev. Géog. Dyn. Géol. Phys., vol. 22/4-5, p. 303-312.
- READING H.G. (1978). - Sedimentary environments and facies. Blackwell scientific publications, 1978, 569 p.
- READING H.G. (1980). - Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In : Sedimentation in Oblique-slip mobile zones. Spec. Publ. int. Ass. Sediments (1980), n° 4, p. 7-26.
- RENZ H.H. (1935). - Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes Romandes. Eclog. Geol. Helv., vol. 28/1, p. 141-147.
- RICOUR J. (1962). - Contribution à une révision du Trias français. Mém. Carte Géol. France, 1962.
- ROBERT J.P. et VIALON P. (1976). - Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. Bull. S.G.F. (7), t. XVIII, n° 6, p. 1599-1604.
- SALIOT P. (1978). - Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse ronéo. Univ. Paris VI, 190 p., 32 fig.
- SEPTFONTAINE M. (1978). - Les genres *Pfenderina* Henson 1948 et *Lituonella* Schlumberger 1905 (foraminifères) dans le Dogger briançonnais des Préalpes. Implications biostratigraphiques pour le domaine des couches à *Mytilus* et relations avec la province mésogéenne. Eclog. Géol. Helv., vol. 71/2, p. 321-342.

- SEPTFONTAINE M. (1979). - Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine briançonnais (Préalpes médianes) au Jurassique d'après de nouvelles données bio- et lithostratigraphiques. Note préliminaire. Notes Labo. Paléontol. Univ. Genève, fasc. 5, n° 3, p. 25-35.
- (*) SERRE A. (1983). - Evolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales : les unités à flysch paléogène de la région de Saint Jean de Maurienne (Savoie). Thèse 3^e cycle, Chambéry, 1983, 180 p.
- TISSOT B. (1956). - Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cerces (zone briançonnaise - Hautes Alpes et Savoie). Trav. Labo. Géol. Grenoble, t. 32, p. 111-193.
- TRICART P. (1980). - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Etat, Strasbourg, 1980, 407 p.
- TUCKER R.M. (1981). - Giant polygons in the triassic salt of Cheschire, England. A thermal contraction model for their origin. J. Sedim. Petrol., vol. 51/3, p. 779-786.
- VANOSSE M. (1980). - Les unités géologiques des Alpes maritimes entre l'Ellero et la mer ligure : un aperçu schématique. Mém. Sc. Géol. Univ. Padova, vol. XXXIV, p. 101-142.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976). - Eléments de tectonique analytique. Masson Ed., Paris, 1976.
- WILCOX R.E., HARDING T.P., SEELY D.R. (1973). - Basic Wrench tectonics. A.A.P.G. Bull., vol. 57/1, p. 74-96.
- WRIGHT L.D. (1978). - River deltas. In : R.A. Davis : Coastal sedimentary environments. Springer Verlag, New York, 1978.

(*) SEPTFONTAINE M. (1980). - Essai de synthèse du Jurassique briançonnais des Préalpes médianes suisses et françaises. Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. Manuscrit inédit, Genève.

LISTE DES FIGURES

| I° PARTIE | Page |
|--|------|
| Fig. 1 : Schéma orohydrographique au 1/100 000°..... | 10 |
| Fig. 2 : Schéma structural des Alpes occidentales..... | 12 |
| Fig. 3 : Carte structurale au 1/250000° de Vanoise occidentale..... | 12 |
| Fig. 4 : Le métamorphisme en Vanoise..... | 16 |
| II° PARTIE | |
| Fig. 5 : Schéma de localisation des chafnons briançonnais..... | 22 |
| Fig. 6 : Le Trias de Vanoise occidentale.Exemple du Roc de la
Pêche..... | 24 |
| Fig. 7 : Aspects particuliers de la sédimentation de la séquence
5 de l'Anisien..... | 27 |
| Fig. 8 : Aspects de la déformation synsédimentaire dans les dolo-
mies blanches de la combe de Chanrouge..... | 31 |
| Fig. 9 : Aspects de la tectonique synsédimentaire "carnienne"..... | 34 |
| Fig. 10 : Carte géologique au 1/10 000° des chafnons du Roc des
Eaux Noires et du Mont Coua..... | 40 |
| Fig. 11 : Essai de reconstitution des directions des accidents
synsédimentaires "carniens"..... | 40 |
| Fig. 12 : La tectonique "carnienne" : failles et fentes anté-
brèches..... | 42 |
| Fig. 13 : Les blocs basculés "carniens" dans la région du Mont
Coua..... | 44 |
| Fig. 14 : Cavités et remplissages karstiques du Roc des Eaux Noires | 54 |
| Fig. 15 : Légende des coupes du Jurassique..... | 57 |
| Fig. 16 : La transgression jurassique à l'écaille des Prioux..... | 59 |
| Fig. 17 : Mode de dépôt de quelques niveaux continentaux de la
base du Dogger..... | 62 |
| Fig. 18 : Variations latérales des niveaux de base du Dogger du
Roc de la Pêche..... | 66 |
| Fig. 19 : Relations entre l'érosion anté-bathonienne, la transgres-
sion du Dogger, et la composition du niveau alumineux
de base..... | 70 |
| Fig. 20 : Séquence idéalisée des calcaires lités noirs et ses
variations..... | 75 |
| Fig. 21 : Coupes du Jurassique moyen à l'aiguille du Fruit et à
l'écaille des Saulces..... | 77 |

| | Page |
|--|------|
| Fig. 22 : Coupes du Jurassique moyen au Roc de la Pêche et au Signal du Mône..... | 79 |
| Fig. 23 : Aspects des calcaires massifs à éléments figurés..... | 83 |
| Fig. 24 : Coupes du Jurassique moyen aux Rochers de Plassaz (Portetta) et à l'écaille des Prioux..... | 85 |
| Fig. 25 : Corrélations entre différentes coupes du Jurassique de Vanoise occidentale..... | 87 |
| Fig. 26 : Essai de corrélations entre les termes du Jurassique dans la zone briançonnaise..... | 92 |
| Fig. 27 : Essai de représentation synthétique de la transgression jurassique en Vanoise occidentale..... | 94 |
| Fig. 28 : Exemples de croûtes métallifères dans les marbres chloriteux. Structure et âge | 99 |
| Fig. 30 : Coupes schématiques des marbres chloriteux dans différents massifs de Vanoise occidentale | 99 |
| Fig. 30 : Les marbres chloriteux en Vanoise occidentale : affleurements et points datés..... | 101 |
| Fig. 31 : Séquences particulières dans les gypses du Petit Mont-Blanc | 107 |
| Fig. 32 : Panorama du Petit Mont Blanc, depuis le refuge de la Vallètte | |
| Fig. 33 : Carte des écailles de la partie Sud de la vallée de Chavière | 111 |
| Fig. 34 : Répartition des différents types de cargneules en Vanoise Occidentale | 114 |
| Fig. 35 : Evolution sédimentaire en Vanoise occidentale | 118 |
| Fig. 36 : Différents types de série de la zone briançonnaise de Vanoise occidentale | 122 |
| III° PARTIE | |
| Fig. 37 : Carte géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale | 131 |
| Fig. 38 : Plissements superposés dans les unités mésozoïques reposant sur la zone houillère | 133 |
| Fig. 39 : Contact entre l'Anisien inférieur du Roc des Eaux Noires et le Houiller du Lac Blanc (Creux de Chavières, série inverse), interprété comme un cisaillement (D1)..... | 135 |
| Fig. 40 : Style de la déformation D2 à l'affleurement | 139 |
| Fig. 41 : Carte de la déformation D2 dans les unités de Vanoise occidentale | 140 |

| | Page |
|--|------|
| Fig. 42 : La déformation D2, exprimée par des coupes au 1/50 000° orientées N 10 | 142 |
| Fig. 43 : Panorama de la région du col Rouge, vu depuis le vallon du Rosoire (rive droite de la vallée de Chavière). Illustration des plis P2..... | 144 |
| Fig. 44 : Style de la déformation D3 à l'affleurement - Aspects chronologiques | 146 |
| Fig. 45 : Carte de la déformation D3 dans les unités de Vanoise occidentale | 148 |
| Fig. 46 : La déformation D3, au travers de coupes au 1/50 000°, orientées WNW-ESE..... | 150 |
| Fig. 47 : Carte de la déformation D4 dans les unités de Vanoise occidentale | 152 |
| Fig. 48 : Carte de la déformation D5 dans les unités de Vanoise occidentale | 155 |
| Fig. 49 : Structure générale des chaînons briançonnais de Vanoise méridionale (terminaison NW)..... | 157 |
| Fig. 50 : Exemple de déformations à l'affleurement dans la couverture de Vanoise méridionale | 160 |
| Fig. 51 : Relations entre géométrie des axes et chronologie des plissements dans la couverture de Vanoise méridionale. Données et interprétation | 161 |
| Fig. 52 : Coupes dans la couverture briançonnaise de Vanoise méridionale | 163 |
| Fig. 53 : Exemples de déformations D3 et D4 dans l'accident de Chavière | 167 |
| Fig. 54 : Carte des déformations D4, et leur interprétation quant au jeu de l'accident de Chavière | 169 |
| Fig. 55 : principaux événements tectoniques alpins reconnus récemment dans les régions voisines de la Vanoise occidentale. Essai de corrélations | 175 |
| IV° PARTIE | |
| Fig. 56 : Schéma structural de Vanoise occidentale | 181 |
| Fig. 57 : Essai de reconstitution de la paléogéographie de la Vanoise occidentale. Comparaison avec les régions voisines | 181 |
| Fig. 58 : Essai de reconstitution de l'histoire tectonique de la Vanoise occidentale | 183 |

| | |
|--|-----------|
| ANNEXE | 185 - 186 |
| Fig. 59 : Vue d'ensemble du pli du Lac Blanc (P2), depuis
les Planettes (rive droite de la vallée de Chavière). | 187 |
| Fig. 60 : Le Roc de la Pêche, depuis le refuge du Génépy..... | 188 |
| Fig. 61 : L'aiguille du Fruit, versant SW, vue depuis le
Mont Coua | 189 |
| Fig. 62 : L'aiguille du Fruit, versant NE, vue depuis le refuge
des Lacs Merlet | 190 |
| Fig. 63 : L'aiguille du Rateau (versant W), depuis l'arête de
l'aiguille du Fruit..... | 191 |
| Fig. 64 : Le Roc Merlet versant Sud | 192 |
| Fig. 65 : Le Roc Merlet, versant Est | 192 |
| Fig. 66 : Le Mont Coua , vu depuis l'arête de l'Aiguille de Fruit | 193 |
| HORS-TEXTE - Carte géologique des unités briançonnaises de Vanoise
Occidentale. | |

| TABLE DES MATIERES | Page |
|---|------|
| AVANT-PROPOS | 1 |
| BUT ET LIMITES DE L'ETUDE | 3 |
| SOMMAIRE | 5 |
| 1° PARTIE - PRESENTATION | 7 |
| A. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE | 9 |
| B. PRESENTATION GEOLOGIQUE | 11 |
| B.I. La Vanoise et F. Ellenberger. les grandes unités
structurales | 11 |
| B.I.1. La zone houillère | 11 |
| B.I.2. La zone Vanoise-Ambin | 11 |
| a) La Vanoise méridionale | 11 |
| b) La Vanoise septentrionale | 13 |
| B.I.3. Les couvertures mésozoïques | 13 |
| a) La couverture de type Vanoise occidentale | 13 |
| b) La nappe de la Grande-Motte | 13 |
| c) La zone Val d'Isère-Ambin | 13 |
| d) Les Schistes lustrés | 13 |
| e) La nappe des Gypses | 14 |
| B.II. La Vanoise depuis F. Ellenberger | 14 |
| B.III. Le métamorphisme en Vanoise | 15 |
| B.III.1. La zonation métamorphique en Vanoise | 15 |
| B.III.2. Histoire métamorphique de la couverture | 17 |
| 2° PARTIE - SEDIMENTATION - STRATIGRAPHIE | 19 |
| A. INTRODUCTION | 21 |
| B. SEDIMENTATION DETRITIQUE EPIVARISQUE - LE TRIAS INFERIEUR.. | 21 |
| C. LA PLATE-FORME CARBONATEE - LE TRIAS MOYEN | 23 |
| C.I. Introduction | 23 |
| C.II. Le Cycle I. La formation de Saint Tryphon (Anisien p.p.) | 23 |
| C.II.1. La séquence 1 | 23 |
| a) Lithologie | 23 |
| b) Interprétation | 25 |
| C.II.2. La séquence 2 ("Calcaires vermiculés") | 25 |
| a) Lithologie | 25 |
| b) Interprétation | 25 |
| C.II.3. La séquence 3 ("niveau à oligoporelles et Dentales") | 26 |
| a) Lithologie | 26 |
| b) Interprétation | 26 |
| C.II.4. La séquence 4 "niveau à Physoporelles" et "niveau
à silex ") | 26 |
| a) Lithologie | 26 |
| b) Interprétation | 26 |
| C.II.5. La séquence 5 ("calcaires vermiculés supérieurs").. | 26 |
| a) Lithologie | 26 |
| b) Interprétation | 28 |
| c) Particularités | 28 |
| d) le niveau orangé | 28 |
| C.II.6. Localisation de quelques coupes | 29 |
| C.III. Le Cycle II. La formation de Champcella | 29 |
| C.III.1. La séquence 5 ("calcaires rubannés") | 29 |
| a) Lithologie | 29 |
| b) Interprétation | 30 |

| | |
|---|----|
| C.III.2. La séquence 7 ("Dolomies blanches") | 30 |
| a) Lithologie | 30 |
| b) Interprétation | 30 |
| c) Remarques | 30 |
| C.IV. Le Cycle III ("Dolomies grises") | 30 |
| a) Lithologie | 30 |
| b) Interprétation | 32 |
| c) Remarques | 32 |
| D. LES BRECHES SUPRA-LADINIENNES. LA "CRISE CARNIENNE" OU LA
REVOLUTION LIASIQUE ? | 33 |
| D.I. Introduction | 33 |
| D.II Lithologie | 33 |
| D.II.1. Le faciès bréchique à calcaires noirs | 33 |
| D.II.2. Le faciès bréchique exclusivement dolomitique | 33 |
| D.II.3. Caractères distinctifs des deux faciès | 36 |
| D.II.4. Faciès particulier | 36 |
| D.III. Age des brèches supra-ladiniennes | 36 |
| D.III.1. Age des niveaux à brèches exclusivement dolomitiques . | 36 |
| a) Les deux premiers niveaux | 36 |
| b) Les deux termes supérieurs | 37 |
| D.III.2. Age des niveaux bréchiques à calcaires noirs | 38 |
| D.IV. La tectonique "carnienne" | 39 |
| D.IV.1. Dans les séries à brèches à calcaires noirs | 39 |
| D.IV.2. Dans les séries à brèches dolomitiques concordantes ... | 39 |
| D.IV.3. Dans les séries à brèches dolomitiques discordantes ... | 39 |
| a) Les brèches | 39 |
| b) Les discordances | 39 |
| c) Les failles et fentes anté-brèches, 2 exemples | 41 |
| d) Les failles postérieures aux brèches brunes | 45 |
| D.V. Conclusion | 46 |
| E. L'EMERSION DU BRIANCONNAIS DE VANOISE OCCIDENTALE | 48 |
| E.I. Introduction | 48 |
| E.II. Age de l'émersion | 48 |
| a) Sur le terrain étudié | 48 |
| b) Ailleurs en Vanoise | 48 |
| c) Dans les Préalpes | 48 |
| d) Dans la région de Briançon | 48 |
| e) Dans les zones piémontaise et dauphinoise | 48 |
| f) Conclusion | 49 |
| E.III. La tectonique anté-bathonienne | 49 |
| E.III.1. Les discordances | 49 |
| a) Discordances cartographiques | 49 |
| b) Discordances angulaires | 50 |
| E.III.2. Les failles anté-bathoniennes | 50 |
| E.III.3. La surrection | 50 |
| E.III.4. Conclusion sur la tectonique anté-bathonienne | 51 |
| E.IV. Les karsts anté-bathoniens | 51 |
| E.IV.1. Nature des cavités karstiques | 51 |
| E.IV.2. Répartition des cavités karstiques | 51 |
| E.IV.3. Nature et âge des remplissages karstiques | 52 |
| a) Des dolarénites | 52 |
| b) Des chloritites | 52 |
| c) Des sédiments hyperalumineux | 52 |
| d) Le cas particulier des remplissages karstiques du Roc des
Eaux Noires | 53 |
| E.V. Conclusion à l'émersion du domaine briançonnais de
Vanoise occidentale | 55 |

| | Page |
|---|------|
| F. LA TRANSGRESSION JURASSIQUE. LE "DOGGER" ET LE "MALM" | 56 |
| F.I. Introduction | 56 |
| F.II. La sédimentation continentale carbonatée | 58 |
| F.II.1. Les calcrètes..... | 58 |
| F.II.2. Les Conglomérats calcaires | 58 |
| a) Lithologie | 60 |
| b) Interprétation | 60 |
| F.II.3. Les paléosols hydromorphes | 60 |
| a) Lithologie | 60 |
| b) Interprétation | 63 |
| F.II.4. Age des carbonates continentaux | 63 |
| F.III. Le détritisme quartzo-alumineux | 63 |
| F.III.1. Introduction | 63 |
| F.III.2. Lithologie | 64 |
| a) Le banc argilitique vert | 64 |
| b) Le banc argilo-bauxitique rouge | 64 |
| c) Les schistes noirs à carpholites ("Schistes noirs à minéraux") | 65 |
| d) Les quartzites noirs | 67 |
| F.III.3. Mise en place et signification des sédiments quartzo-alumineux | 68 |
| a) Mode de gisement et mise en place des bauxites s.l. | 68 |
| b) Relations entre argilite verte, bauxites rouges, et schistes noirs | 69 |
| c) Origine du détritisme quartzeux | 71 |
| F.III.4. Age du dépôt des sédiments quartzo-alumineux | 72 |
| F.IV. Les plaquettes calcaréo-dolomitiques | 72 |
| F.IV.1. Introduction | 72 |
| F.IV.2. Lithologie | 72 |
| a) Les calcaires noirs conglomératiques | 72 |
| b) Les plaquettes calcaréo-dolomitiques | 73 |
| F.IV. Interprétation | 74 |
| F.IV.4. Age des plaquettes calcaréo-dolomitiques | 74 |
| F.V. les calcaires lités noirs | 74 |
| F.IV.1. Lithologie | 74 |
| F.V.2. les séquences | 75 |
| a) La séquence idéalisée - Interprétation | 75 |
| b) Variations de la séquence idéale | 76 |
| F.V.3. Le passage aux calcaires massifs à éléments figurés | 78 |
| F.V.4. Age des calcaires lités noirs | 78 |
| F.VI. Les calcaires massifs à éléments figurés | 78 |
| F.VI.1. Introduction | 78 |
| F.VI.2. Les calcaires massifs à éléments figurés | 80 |
| a) Limite inférieure | 80 |
| b) Lithologie | 81 |
| c) Nature des éléments figurés | 81 |
| F.VI.3. Les faciès des calcaires à éléments figurés | 82 |
| a) Le faciès à gastéropodes | 82 |
| b) Le faciès à oncolithes | 84 |
| c) Le faciès à échinides | 84 |
| F.IV.4. Conclusion | 89 |
| F.VII. Les calcaires massifs homogènes..... | 89 |
| F.VII.1. Lithologie | 89 |
| F.VII.2. Répartition | 90 |
| F.VII.3. Interprétation | 90 |
| F.VII.4. Age des calcaires massifs homogènes | 90 |

| | Page |
|---|------|
| F.VIII. Conclusion | 91 |
| F.VIII.1. Les étapes de la transgression jurassique | 91 |
| F.VIII.2. Corrélation avec les régions voisines | 91 |
| a) Corrélations lithostratigraphiques et sédimentologiques | 91 |
| b) Corrélations chronostratigraphiques | 93 |
| F.VIII.3. En guise de conclusion | 95 |
| G. LA SEDIMENTATION PELAGIQUE - LES MARBRES CHLORITEUX | 97 |
| G.1. Introduction | 97 |
| G.II. Lithologie | 97 |
| G.II.1. Le passage du Jurassique aux marbres chloriteux | 97 |
| G.II.2. Les encroûtements | 98 |
| a) Les encroûtements verts | 98 |
| b) Les encroûtements rouges | 98 |
| c) Conclusion | 98 |
| G.III.1. Les marbres chloriteux | 98 |
| G.III. Age des marbres chloriteux | 100 |
| G.IV. Relation entre faciès lithologique et âge des Marbres
chloriteux | 102 |
| G.V. Conclusion | 103 |
| H. SEDIMENTATION PREOROGENIQUE - LES SCHISTES DE PRALOGNAN..... | 104 |
| H.I. Introduction | 104 |
| H.II. Lithologie | 104 |
| H.III. Faune et âge des schistes de Pralognan | 105 |
| I. LES TERRAINS NON BRIANCONNAIS OCCIDENTAL | 106 |
| I.1. les gypses | 106 |
| I.I.1. Introduction | 106 |
| I.I.2. Le Roc du Soufre | 106 |
| I.I.3. Le Petit Mont Blanc | 106 |
| I.II. Les écaïlles à Lias de type Grande-Motte | 109 |
| I.II.1. L'écaïlle de la Rama | 109 |
| I.II.2. L'écaïlle de la Masse | 110 |
| I.III. Les termes non attribués | 110 |
| I.III.1. L'écaïlle de Frétarbe | 110 |
| I.III.2. Les marbres phylliteux du Col de Chavières | 110 |
| I.III.3. L'écaïlle orientale des Fonds | 112 |
| I.III.4. L'écaïlle occidentale des Fonds | 112 |
| J. LES CARGNEULES | 113 |
| J.1. Les cargneules monogéniques | 113 |
| J.I.1. description | 113 |
| J.I.2. Affleurements | 113 |
| J.II. Les cargneules polygéniques | 115 |
| J.II.1. Description | 115 |
| J.II.2. Affleurements | 115 |
| J.III. Les cargneules d'apparence sédimentaires | 115 |
| K. CONCLUSION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE | 117 |
| K.I. le domaine briançonnais de Vanoise occidentale. Un secteur
de la marge téthysienne..... | 117 |
| K.II. Comparaison du contenu lithostratigraphique des différents
chaînons de Vanoise occidentale | 120 |
| K.II.1. Les séries tronquées | 121 |
| K.II.2. Les séries continues | 123 |
| 3° PARTIE - STRUCTURE | 125 |
| A. INTRODUCTION | 127 |
| A.I. Historique | 127 |
| A.II. Objectif de l'étude structurale | 129 |

| | |
|---|-----|
| B. LES UNITES MESOZOIQUES BRIANCONNAISES REPOSANT SUR LA ZONE HOUILLE | 132 |
| B.I. Introduction | 132 |
| B.I.1. Première lecture cartographique | 132 |
| B.I.2. Conclusion - Plan | 134 |
| B.II. Les déformations-Caractères-Géométrie-Affleurements... | 134 |
| B.II.1. Le charriage initial D1 | 134 |
| B.II.1.1. Le contact de la couverture sur la zone houillère.. | 134 |
| a) La carte | 134 |
| b) Les affleurements | 135 |
| c) Conclusion | 136 |
| B.II.1.2. Les contacts entre unités | 136 |
| B.II.1.3. La géométrie | 137 |
| B.II.1.4. Interprétation | 137 |
| B.II.1.5. Age de D1 | 138 |
| B.II.2. Les plis transverses D2 | 138 |
| B.II.2.1. Les affleurements | 138 |
| B.II.2.2. La cartographie | 141 |
| B.II.2.3. Les coupes | 141 |
| B.II.2.4. Interprétation | 143 |
| B.II.2.5. Conclusion-Age-Corrélations | 145 |
| B.II.3. Les plis subméridiens D3 | 145 |
| B.II.3.1. Les affleurements | 147 |
| B.II.3.2. La cartographie | 147 |
| B.II.3.3. Les coupes | 149 |
| B.II.3.4. Interprétation | 149 |
| B.II.3.5. Conclusion-Age-Corrélation | 149 |
| B.II.4. Les plis NE-SW: D4 | 151 |
| B.II.4.1. Les affleurements | 151 |
| B.II.4.2. La cartographie | 151 |
| B.II.4.3. Les coupes | 153 |
| B.II.4.4. Conclusion-Interprétation-Corrélation | 153 |
| B.II.5. Les déformations tardives: D5 | 155 |
| B.II.5.1. Un réseau conjugué N 40/50 - N 130/150 | 155 |
| B.II.5.2. Des failles subméridiennes | 155 |
| C. APERCU SUR LES CHAINONS MESOZOIQUES BRIANCONNAIS REPOSANT SUR LA VANOISE MERIDIONALE | 156 |
| C.I. Structure générale | 156 |
| C.I.1. Le chaînon Grand-Marchet - Arcelin | 156 |
| C.I.2. Le chaînon Petit-Marchet - Roc de Tambour | 156 |
| C.I.3. Le Roc de la Valette | 157 |
| C.I.4. Conclusion | 158 |
| C.II. LES AFFLEUREMENTS | 159 |
| C.II.1. D2 et D3 | 159 |
| C.II.2. Le problème de D4 | 161 |
| C.III. Comparaison avec la zone houillère | 162 |
| C.III.1. Comparaison structurale | 162 |
| C.III.2. Comparaison stratigraphique | 164 |
| C.III.3. Conséquences | 164 |
| D. L'ACCIDENT DE CHAVIERE | 165 |
| D.I. Introduction | 165 |
| D.II. Le rôle de l'accident de Chavière lors de D3 | 165 |
| D.II.1. La bande de quartzites | 165 |
| D.II.2. Les écailles mésozoïques | 166 |

| | |
|---|-----|
| a) Nature des écaïlles | 166 |
| b) Géométrie de la zone d'écaïlles | 166 |
| c) A L'affleurement..... | 166 |
| d) Conclusion - Interprétation | 168 |
| D.III Le rôle possible de l'accident de Chavière lors de D4.... | 168 |
| D.III.1. Les structures D4 aux abords del'accident | 168 |
| D.III.2. Structure D4 de l'accident de Chavière | 168 |
| D.III.3. Interprétation | 170 |
| E. CONCLUSION A L'ETUDE STRUCTURALE | 172 |
| E.I. Récapitulation | 172 |
| E.II. Conséquences | 172 |
| E.II.1. Le charriage D1 | 172 |
| E.II.2. Une érosion anté-priabonienne de la zone houillère?.... | 173 |
| E.II.3. Relations avec l'histoire métamorphique | 174 |
| E.III. Conclusions | 174 |
| 4° PARTIE - SYNTHESE ET CONCLUSION | 177 |
| A. ESSAIS DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE | 179 |
| A.I. Récapitulation de l'âge et de la nature des contacts..... | 180 |
| A.I.1. Les contacts Ø 1 | 180 |
| A.I.2. Les contacts Ø 2 | 180 |
| A.I.3. Les contacts Ø 3 | 182 |
| A.II. Essai de reconstitution paléogéographique | 183 |
| A.III. Essai de reconstitution de l'histoire tectonique | 183 |
| B. PRINCIPAUX RESULTATS ET PROLONGEMENTS POSSIBLES | 184 |
| ANNEXE | 185 |
| BIBLIOGRAPHIE | 195 |
| LISTE DES FIGURES | 203 |
| TABLE DES MATIERES | 207 |

THESE de 3^e CYCLE

Titre de l'ouvrage :

**ETUDE GEOLOGIQUE DES UNITES BRIANÇONNAISES
DE VANOISE OCCIDENTALE
AU SUD-OUEST DE PRALOGNAN (SAVOIE)
évolution sédimentaire et structurale**

Nom de l'auteur : Etienne JAILLARD

Etablissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RÉSUMÉ

Cette étude stratigraphique et structurale s'appuie sur la cartographie au 10 000^e des unités briançonnaises de Vanoise occidentale reposant sur la zone houillère, entre le massif de Peclet-Polset, Courchevel et Pralognan, et essaie de retracer l'histoire de cette partie de la zone briançonnaise, du Trias à la fin de l'orogénèse alpine.

STRATIGRAPHIE —

Après le dépôt des grès du Trias inférieur (Scythien), une sédimentation de plate-forme carbonée s'installe au Trias moyen, dans les dépôts de laquelle on retrouve les mégaséquences définies dans d'autres secteurs de la zone briançonnaise. Au-dessus de la dernière (9^e) mégaséquence apparaissent des brèches qui cachètent localement d'importants phénomènes de tectonique synsédimentaire qui peuvent être attribués soit au Carnien basal, soit au Lias-Dogger inférieur. L'émersion du domaine briançonnais au Lias moyen donne lieu à des déformations à grande échelle, d'importantes érosions, et des creusements karstiques.

La transgression du Jurassique moyen débute par des niveaux continentaux carbonatés puis quartzo-alumineux (Bajocien-Bathonien basal ?), suivis de l'installation d'une plate-forme carbonatée à caractères d'abord internes (Bathonien), puis externes (Callovien).

Après quoi commence une période de sédimentation pélagique condensée, coupée de longues lacunes (Jurassique terminal ? à Crétacé moyen ? et Crétacé terminal à Paléocène sup.), période qui dure jusqu'à l'apparition des schistes et grès carbonatés du Lutétien.

STRUCTURE —

5 phases tectoniques ont été distinguées :

- 1) Charriage de la couverture carbonatée briançonnaise sur la zone houillère.
- 2) Un pli E-W pluridécakilométrique déversé au Nord reprend l'édifice des nappes.
- 3) Des plis et chevauchements à vergence Est reprennent l'ensemble.
- 4) Des cisaillements vers le SE semblent s'accompagner du jeu décrochant sénestre de l'accident de Chavière.
- 5) Des failles décrochantes puis normales recourent l'ensemble.

CONCLUSION —

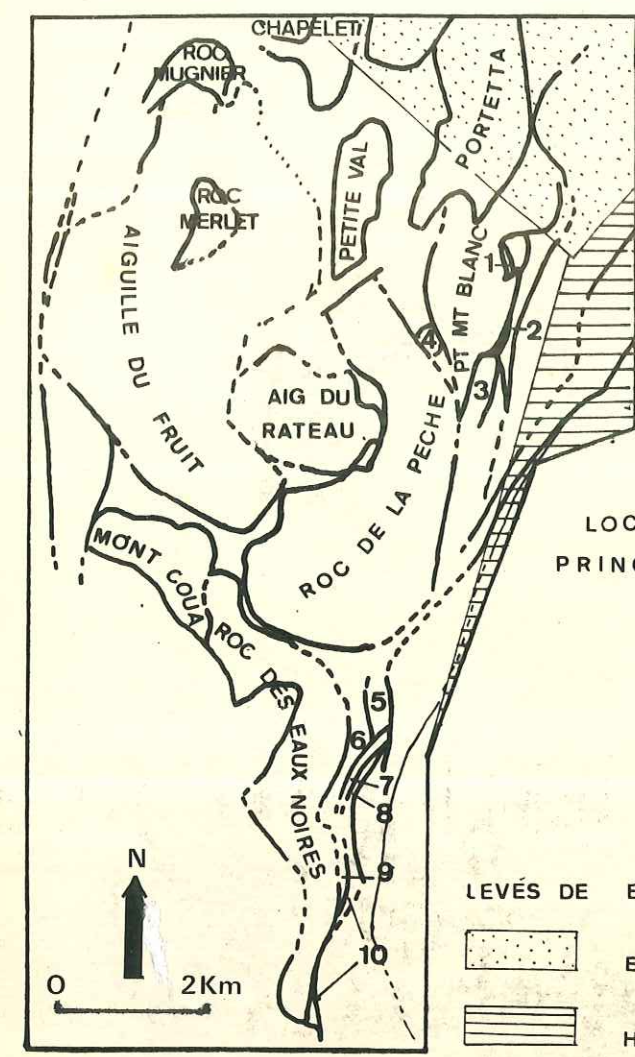
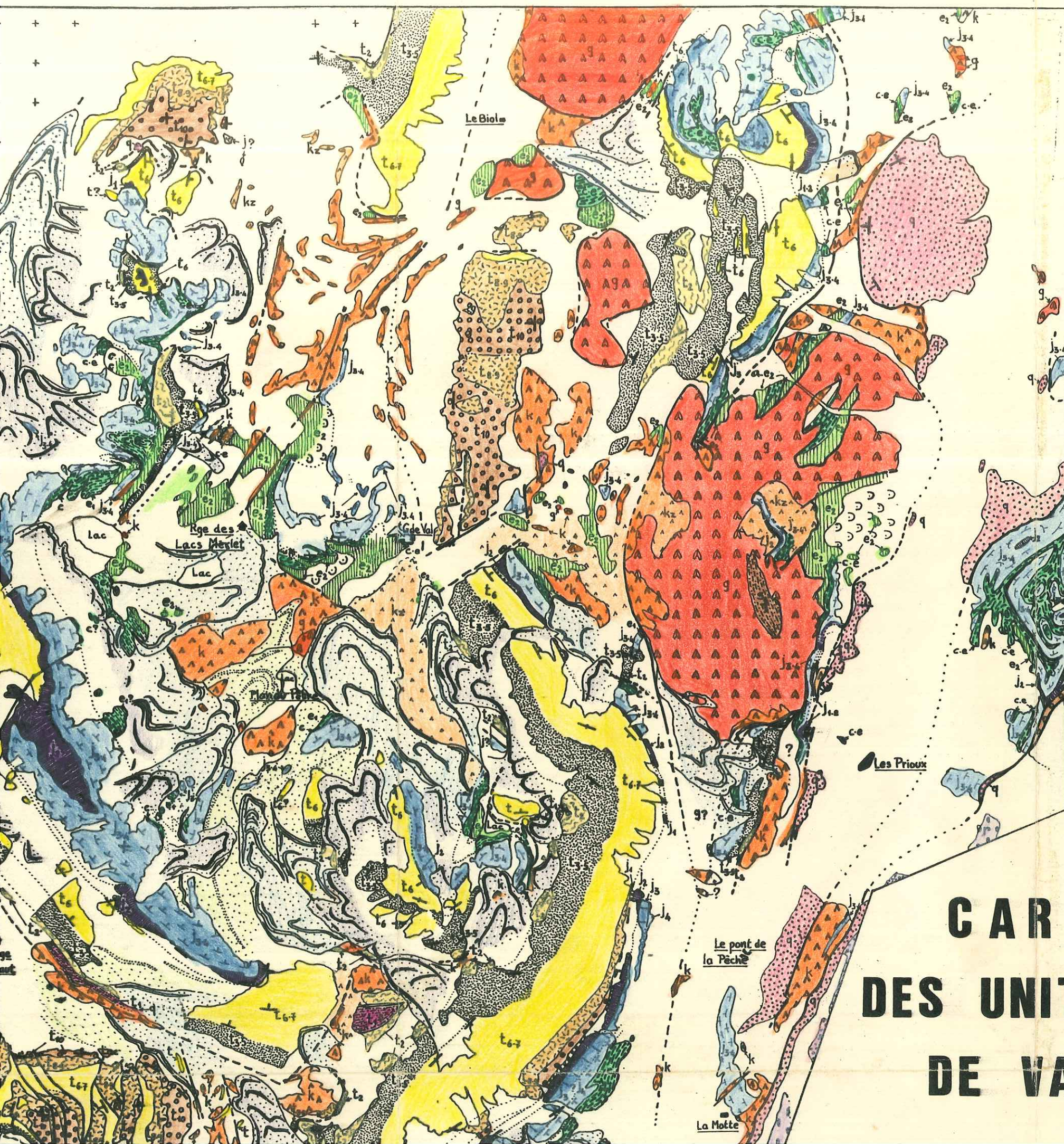
A l'issue de ces études, des reconstitutions paléogéographiques et tectoniques sont proposées.

MOTS-CLES

Alpes occidentales ; Zone briançonnaise ; Mésozoïque ; Cénozoïque ; Cartographie ; Lithostratigraphie ; Environnement ; Tectonique synsédimentaire ; Carbonates ; Paléogéographie ; Structure ; Nappes ; Plissements superposés ; Cisaillements.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

10 FEV. 1984



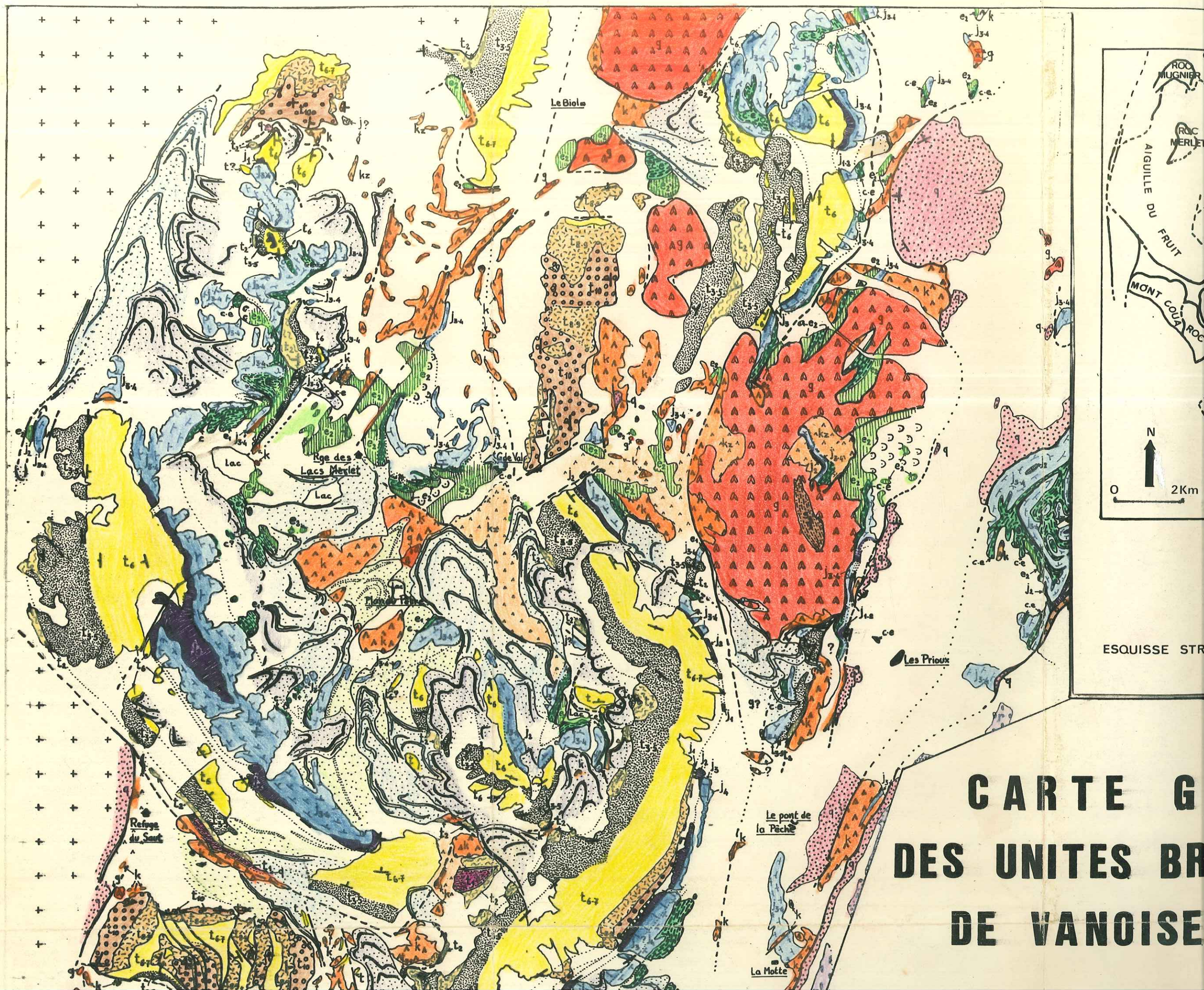
- 1 SAULCES
- 2 PRIOUX
- 3 SECHERON
- 4 COL DU MONE
- 5 FRETARBE
- 6 LA RAMA
- 7 LES PLANETTES
- 8 LES FONDS
- 9 LA MASSE
- 10 ECAILLE AU NORD DU COL DE CHAVIERE.

LOCALISATION DES PRINCIPALES UNITES.

LEVÉS DE E. JAILLARD,
B. DATCHARRY, 1982,
H. ACCARIE, 1983, P. DAMBRINE
& C. LANGANEY, 1979.

ESQUISSE STRUCTURALE SCHEMATIQUE

CARTE GEOLOGIQUE DES UNITES BRIANÇONNAISES DE VANOISE OCCIDENTALE




CARTE G DES UNITES BR DE VANOISE

DES UNITES BRIANÇONNAISES DE VANOISE OCCIDENTALE


LEGENDE


QUATERNAIRE


 COUVERTURE GLACIAIRE OU PÉRIGLACIAIRE
1: ACTUELLE 2: RECENTE 3: ANCIENNE

 QUATERNAIRE INDIFFÉRENCIÉ


SERIE BRIANÇONNAISE DE VANOISE OCCIDENTALE

 (glissés)
e₂ SCHISTES DE PRALOGNAN. EOCÈNE MOYEN

 e₁ MARBRES CHLORITEUX PALÉOCÈNE SUP.-ÉOCÈNE INF.
C — — CRÉTACÉ (MOY. ? ET) SUP.
C-e — — INDIFFÉRENCIÉS

 j₄ CALCAIRES MASSIFS HOMOGÈNES. JURASSIQUE SUP.
j₃ — — A EL'S FIGURÉS. CALLOVIEN
j₃₋₄ — — INDIFFÉRENCIÉS

 j₂ CALCAIRES LITES NOIRS. BATHONIEN
j₁ NIVEAUX CONTINENTAUX DELTAÏQUES, BAUXITES. BAJOCIEN SUP.?

 t₁₀ BRÈCHES SUPRA } A CALCAIRES NOIRS { CARNIEN INF. OU
LADINIENNES } DOLOMITIQUES { LIAS-DOGGER INF.

 t₈₋₉ DOLOMIES GRISES. LADINIEN SUPÉRIEUR

 t₆₋₇ CALCAIRES RUBANÉS. LADINIEN INFÉRIEUR

 t₃₋₅ CALCAIRES GRIS. ANISIEN MOYEN & SUPÉRIEUR

 t₂ CALCAIRES VERMICULÉS. ANISIEN INFÉRIEUR

 t₁ SCHISTES DOLOMITIQUES, DOLOMIES ARGILEUSES,
GRÈS, NIVEAUX CARGNEULISÉS. ANISIEN BASAL.

TERMES D'ORIGINE NON BRIANÇONNAISE OCCIDENTALE

 Lp CALCAIRES SILICEUX. LIAS DE LA GRANDE MOTTE

 g GYPSES
S CALCSCHISTES. GRÈS } CARNIEN

 ? TERMES NON ATTRIBUÉS


ZONE HOUILLERE

 q QUARTZITES FINS. SCYTHIEN

 + PALÉOZOÏQUE INDIFFÉRENCIÉ

VANOISE MÉRIDIIONALE

 q QUARTZITES FINS. SCYTHIEN

 QUARTZITES PHYLLITEUX, SCHISTES BLEUS,
CONGLOMÉRAT SILICEUX. PERMIEN

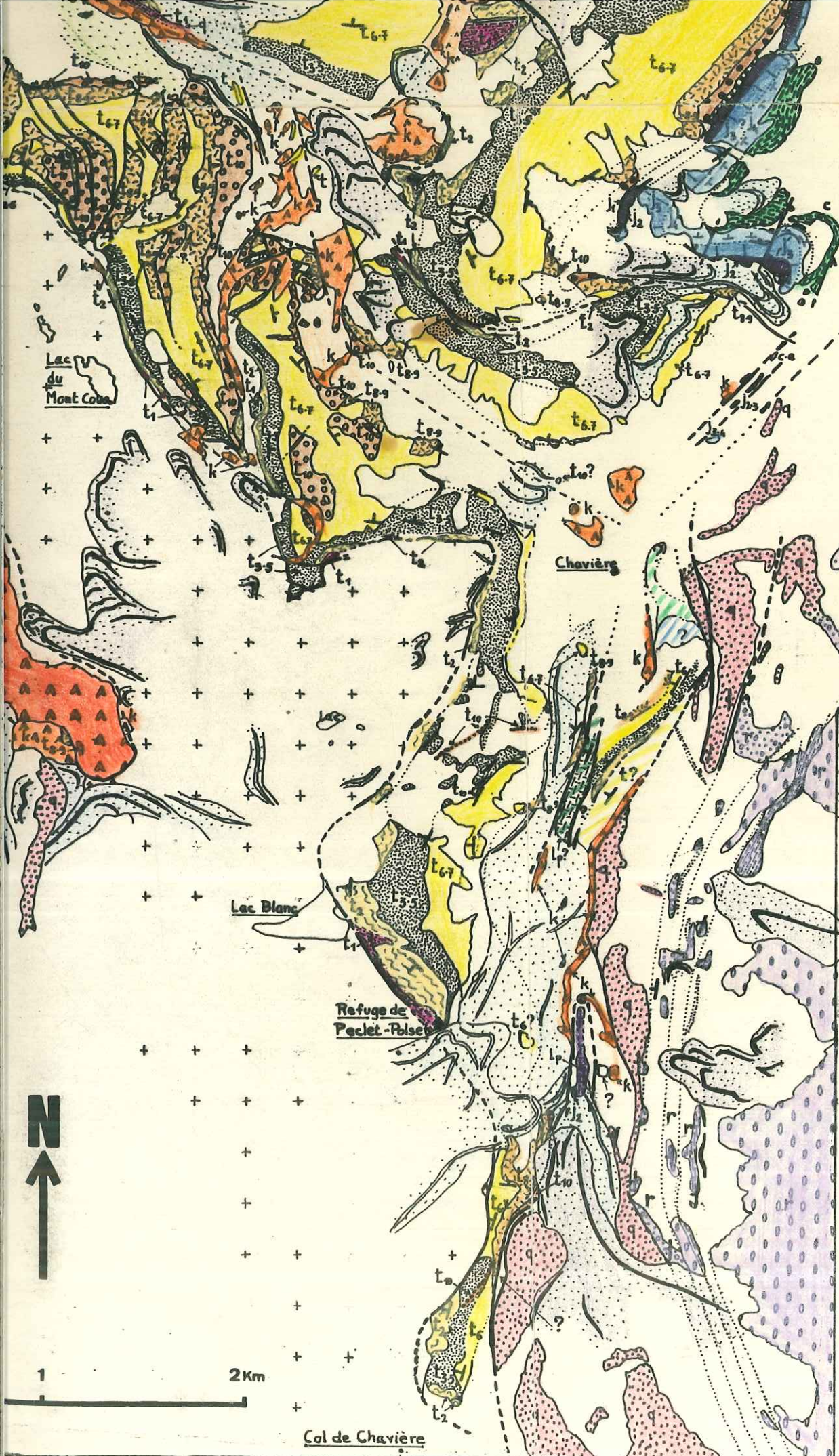
CARGNEULES

 k CARGNEULES «MONOGÉNIQUES».

 kz CARGNEULES «POLYGÉNIQUES», REMANIÉES

PENDAGE: / : FAIBLE, / : FORT, / : VERTICAL

FAILLE, CONTACT ANORMAL —



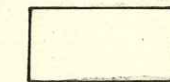
DES UNITES BRIANÇONNAISES DE VANOISE OCCIDENTALE

LEGENDE

QUATERNAIRE



COUVERTURE GLACIAIRE OU PÉRIGLACIAIRE
1: ACTUELLE 2: RECENTE 3: ANCIENNE



QUATERNAIRE INDIFFÉRENCIÉ

SERIE BRIANÇONNAISE DE VANOISE OCCIDENTALE



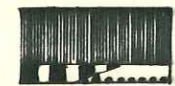
e₂ SCHISTES DE PRALOGNAN. EOCÈNE MOYEN



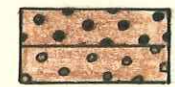
e₄ MARBRES CHLORITEUX PALÉOCÈNE SUP.-ÉOCÈNE INF.
c — — CRÉTACÉ (MOY. ? ET) SUP.
c-e — — INDIFFÉRENCIÉS



j₄ CALCAIRES MASSIFS HOMOGÈNES. JURASSIQUE SUP.
j₃ — — A ET S FIGURÉS. CALLOVIEN
j₃₋₄ — — INDIFFÉRENCIÉS



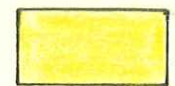
j₂ CALCAIRES LITES NOIRS. BATHONIEN
j₁ NIVEAUX CONTINENTAUX DELTAÏQUES, BAUXITES. BAJOCIEN SUP.?



t₆ BRÈCHES SUPRA } A CALCAIRES NOIRS (CARNIEN INF. OU
LADINIENNES. } DOLOMITIQUES (LIAS-DOGGER INF.)



t₈₋₉ DOLOMIES GRISES. LADINIEN SUPÉRIEUR



t₆₋₇ CALCAIRES RUBANÉS. LADINIEN INFÉRIEUR



t₃₋₅ CALCAIRES GRIS. ANISIEN MOYEN & SUPÉRIEUR



t₂ CALCAIRES VERMICULÉS. ANISIEN INFÉRIEUR



t₁ SCHISTES DOLOMITIQUES, DOLOMIES ARGILEUSES,
GRÈS, NIVEAUX CARGNEULISÉS. ANISIEN BASAL.

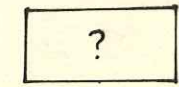
TERMES D'ORIGINE NON BRIANÇONNAISE OCCIDENTALE



Lp CALCAIRES SILICEUX. LIAS



g GYPSES
s CALCSCHISTES. GRÈS } CA

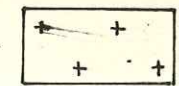


? TERMES NON ATTRIBUÉS

ZONE HOUILLERE



q QUARTZITES FINS. SCYTHIENNES



+ PALÉOZOÏQUE INDIFFÉRENCIÉ

VANOISE MÉRIDIIONALE

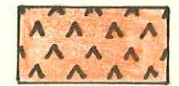


q QUARTZITES FINS. SCYTHIENNES



r QUARTZITES PHYLLITEUX, S
CONGLOMÉRAT SILICEUX. P

CARGNEULES



k CARGNEULES «MONOGÉNIQUES»



kz CARGNEULES «POLYGÉNIQUES»

PENDAGE: \ : FAIBLE, / : FORT, \ : V

FAILLE, CONTACT ANORMAL —

